



# Etude de l'interaction sol-atmosphère en chambre environnementale

An-Ninh Ta

## ► To cite this version:

An-Ninh Ta. Etude de l'interaction sol-atmosphère en chambre environnementale. Génie mécanique [physics.class-ph]. Ecole des Ponts ParisTech, 2009. Français. NNT : ENPC20090005 . pastel-00517746

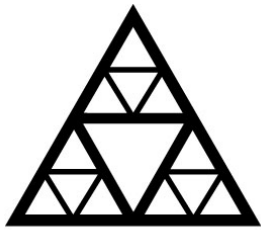
**HAL Id: pastel-00517746**

**<https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00517746>**

Submitted on 15 Sep 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**École des Ponts**  
ParisTech



Equipe Géotechnique

**THESE**

Pour obtenir le diplôme de

**Docteur de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées**

Discipline : **Géotechnique**

Présentée par

**An-Ninh TA**

# **Etude de l'interaction sol-atmosphère en chambre environnementale**

Soutenue le **2 Novembre 2009** devant le jury composé de

André CHANZY  
Roger COJEAN  
Jean-Marie FLEUREAU  
Martine AUDIGUIER  
Bernard MASSINON  
Alberto LEDESMA  
Anh-Minh TANG  
Yu-Jun CUI

INRA Avignon  
Mines ParisTech  
Ecole Centrale de Paris  
Mines ParisTech  
Fondation MAIF  
Universitat Politècnica de Catalunya  
Ecole des Ponts ParisTech  
Ecole des Ponts ParisTech

Président du jury  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Examineur  
Examineur  
Directeur de thèse



## **Remerciements**

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur Yu-Jun CUI, directeur de thèse, pour m'avoir accordé la grande disponibilité, l'encouragement et la confiance. Je souhaite également témoigner de toute ma reconnaissance à Monsieur Anh-Minh TANG qui a suivi de près le travail de ma thèse et qui m'a donné de précieux conseils.

Je remercie tout particulièrement Monsieur Roger COJEAN d'avoir rapporté sur cette thèse. Son regard critique, constructif sur mes travaux à différentes occasions a été pour moi une grande utilité.

Je remercie sincèrement Monsieur Jean-Marie FLEUREAU d'être rapporteur de ma thèse, Madame Martine AUDIGUIER, Messieurs Alberto LEDESMA, Bernard MASSINON, André CHANZY d'avoir accepté de faire partie du jury.

Je voudrais remercier la Fondation MAIF et l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées pour leurs soutiens financiers et logistiques.

Je souhaite remercier l'ensemble du CERMES pour la bonne ambiance de travail et les moments de bonne humeur.

Mes plus vifs remerciements vont à l'équipe technique du CERMES. Je remercie Monsieur Alain JEANDILLOU pour sa générosité, Monsieur Jérémy THIRIAT pour son enthousiasme, Monsieur Xavier BOULAY pour sa compétence en acquisition de données et Monsieur Emmanuel DE LAURE pour sa grande expérience technique.

Je voudrais remercier Monsieur Jean-Michel PEREIRA pour le long soutien depuis l'avant thèse.

Je remercie chaleureusement ma collègue et amie, Chloé ARSON avec qui j'ai partagé non seulement le bureau pendant trois ans mais également beaucoup de moments difficiles et joyeux.

Un grand merci à mes deux stagiaires Van-Hung NGUYEN et Manh-Huyen VU pour leurs contributions à ma thèse.

Je remercie de tout cœur mon amie, Thi Thu Trang TRAN pour son amour et son soutien permanent. Merci d'être toujours à côté de moi.

Je voudrais également remercier mes parents qui m'ont toujours encouragé et m'ont fait confiance absolue.

Titre en français : Etude de l'interaction sol-atmosphère en chambre environnementale

Une chambre environnementale a été développée pour étudier le comportement de l'interface sol-atmosphère durant l'infiltration et l'évaporation. Un volume d'environ un mètre cube de l'argile verte de Romainville a été mis en place par compactage. Près de cent capteurs ont été utilisés pour assurer un suivi très large des paramètres du sol (suction, teneur en eau, température, gonflement à la surface) et de l'air (vitesse du vent, humidité relative, température). La température à la surface ainsi que la fissuration due au séchage ont été également suivies. Les mesures pendant la première phase d'humidification ont permis la détermination de la conductivité hydraulique en fonction de la suction et de la courbe de rétention d'eau du sol. La deuxième phase comporte quatre essais de séchage dont deux pour l'évaluation du taux d'évaporation potentiel PE et deux autres pour la détermination du rapport du taux d'évaporation réel AE au taux d'évaporation potentiel PE. Les résultats obtenus ont permis l'élaboration d'une nouvelle approche de calcul de PE, et le développement d'une nouvelle approche de calcul de AE en tenant compte de la fissuration en surface du sol.

Mots-clés : sécheresse, évaporation, infiltration, fissuration, chambre environnementale, argile verte de Romainville, suction, teneur en eau, humidité relative, vitesse du vent.

Title in English: A study of the sol-atmosphere interaction in an environmental chamber

An environmental chamber was developed to study the behavior of soil-atmosphere interface during both infiltration and evaporation. A volume of about one cube meter of Romainville green clay was prepared by compacting. Nearly one hundred sensors were used to monitor a large range of the parameters of soil (suction, water content, temperature, heave) and of the air (wind speed, relative humidity, temperature). Soil surface temperature and cracking due to drying were also monitored. The recorded data of the first humidification phase made possible the determination of the hydraulic conductivity as a function of soil suction and the soil water retention curve. The second phase consisted of four drying tests: two for the assessment of the potential evaporation rate PE and two others for the determination of the ratio between the actual evaporation rate AE and the potential evaporation rate PE. Based on the recorded data, a new approach allowing estimation of PE was elaborated. Furthermore, a new approach allowing calculation of AE accounting for cracking at soil surface was also developed.

Key-words: drought, evaporation, infiltration, cracking, environmental chamber, Romainville green clay, suction, water content, relative humidity, wind speed.

Tên đề tài: Nghiên cứu tương tác giữa đất và khí quyển trong phòng môi trường nhân tạo

Tóm tắt đề tài:

Cùng với hiện tượng nóng lên của trái đất và thay đổi khí hậu toàn cầu, hạn hán đã trở thành một trong những hiểm họa thiên nhiên gây nhiều tổn thất nhất cho con người. Ngay tại một nước ôn đới như nước Pháp, hạn hán đã xảy đến với hơn 75 tỉnh (trên tổng số gần 100) của cả nước và thiệt hại được ước tính khoảng 3,3 tỉ Euro trong giai đoạn từ 1989 đến 2002. Hạn hán hoành hành ác liệt hơn nữa tại châu Mỹ và thậm chí gây bất ổn chính trị và xã hội tại một số nước ở châu Phi. Riêng năm 1989, nước Mỹ đã phải hứng chịu 39,4 tỉ đô la Mỹ gây ra do hạn hán !!! Nghiên cứu để hiểu rõ và tiến tới phòng và chống hạn hán đã trở thành một nhu cầu cấp bách. Về mặt vật lý, hiện tượng hạn hán liên quan mật thiết tới hai hiện tượng thẩm thấu và bay hơi của nước tại bề mặt đất, vậy nên hai hiện tượng này sẽ được nghiên cứu trong đề tài tiền sử này với một sự chú ý đặc biệt đến hiện tượng thứ hai: hiện tượng bay hơi.

Một phòng môi trường nhân tạo đã được chúng tôi phát triển tại phòng thí nghiệm để nghiên cứu những đặc tính tại bề mặt tiếp giáp đất và khí quyển xảy ra trong hai quá trình: thẩm thấu nước và bay hơi. Gần một mét khối đất sét xanh Romainville (Romainville green clay) đã được tạo nên bằng cách nén nhiều lớp đất sét có độ dày 50 mm. Tổng cộng, khoảng gần 100 thiết bị đo đã được cài đặt trong phòng môi trường, cho phép theo dõi một số lượng lớn các thông số ở trong đất (sức hút của đất, độ ẩm, nhiệt độ, độ trương nở của đất ở bề mặt), trong không khí (tốc độ gió, độ ẩm, nhiệt độ). ả nhiệt độ của bề mặt đất cũng như là sự rạn nứt của mặt đất gây ra do trong thí nghiệm mô phỏng sự hạn hán cũng được theo dõi. ả hững đo đạc trong giai đoạn một của thí nghiệm, giai đoạn làm ẩm đất bằng cách duy trì một lớp nước trên bề mặt đất, cho phép xác định sự phụ thuộc của độ thấm của đất vào sức hút của đất cũng như là đường đặc tính giữ nước của đất (mối quan hệ giữa độ ẩm của đất và sức hút của nó). Giai đoạn hai bao gồm bốn thí nghiệm mô phỏng sự hạn hán. Trong đó, hai thí nghiệm đầu tiên nhằm mục đích nghiên cứu cường độ bay hơi cực đại PE (potential evaporation) và hai thí nghiệm còn lại giúp xác định tỉ lệ giữa cường độ bay hơi thực tế AE (actual evaporation) và cường độ bay hơi cực đại. Các kết quả thu được từ bốn thí nghiệm này đã giúp xây dựng một mô hình mới để tính toán PE đồng thời với việc phát triển một phương pháp tính toán AE mới mà trong đó yếu tố rạn nứt của bề mặt đất được tính vào.

Từ khoá: Hạn hán, bay hơi, sự thấm nước, vết nứt, phòng môi trường, đất sét xanh Romainville, sức hút của đất, độ ẩm của đất, độ ẩm trong không khí, tốc độ gió

## Sommaire

<b>Introduction .....</b>	<b>4</b>
<b>Chapitre I Evaporation et interaction sol – atmosphère. Application à l'étude de la sécheresse ..</b>	<b>6</b>
<b>I.1 Phénomène d'évaporation.....</b>	<b>6</b>
<b>I.2 Dispositifs expérimentaux utilisés pour étudier le phénomène d'évaporation.....</b>	<b>7</b>
<b>I.3 Processus d'évaporation et évaporation potentielle .....</b>	<b>15</b>
I.3.1 Les trois phases de l'évaporation .....	15
I.3.2 Evaporation potentielle à partir de différentes surfaces et sous différentes conditions atmosphériques ..	16
<b>I.4 Evolution de différents paramètres durant l'évaporation .....</b>	<b>18</b>
I.4.1 Evolution de différents paramètres lors d'essais d'évaporation en laboratoire .....	18
I.4.1.1 Teneur en eau et succion.....	18
I.4.1.2 Température .....	21
I.4.2 Evolution de la teneur en eau durant l'évaporation dans le cas naturel .....	22
<b>I.5 Paramètres influençant l'évaporation.....</b>	<b>23</b>
I.5.1 Paramètres physiques .....	23
I.5.2 Paramètres géométriques : fissures.....	25
<b>I.6 Utilisation du bilan d'eau pour estimer le taux d'évaporation.....</b>	<b>27</b>
<b>I.7 Utilisation du bilan d'énergie pour estimer le taux d'évaporation .....</b>	<b>28</b>
I.7.1 Flux de rayonnement net.....	30
I.7.1.1 Rayonnement global de courtes ondes $R_s$ .....	30
I.7.1.2 Albédo $a$ .....	31
I.7.1.3 Rayonnement des longues ondes ou terrestre .....	32
I.7.2 Flux de chaleur dans l'air .....	33
I.7.3 Flux de chaleur latente.....	33
I.7.3.1 Chaleur latente de vaporisation $L_v$ .....	34
I.7.3.2 Coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air .....	34
I.7.3.3 Rapport de Bowen .....	35
I.7.4 Flux de chaleur du sol.....	35
I.7.4.1 Méthode du gradient de température .....	35
I.7.4.2 Méthodes de calorimétrie .....	37
I.7.4.3 Méthode « force restore » .....	37
I.7.4.4 Relations empiriques.....	37
I.7.4.5 Solution analytique pour les cas simplifiés.....	39
I.7.4.6 Comparaison des méthodes.....	39
<b>I.8 Utilisation des méthodes aérodynamiques pour estimer le taux d'évaporation .....</b>	<b>40</b>
I.8.1 Vent.....	40
I.8.2 Rugosités de surface .....	41
I.8.2.1 Longueur de rugosité de surface .....	41
I.8.2.2 Estimation de $z_0$ .....	42
I.8.2.3 Rugosité de vitesse et rugosité scalaire .....	43
I.8.3 Group 1. Méthodes pour une grande surface – Echelle régionale .....	43
I.8.4 Group 2. Méthodes dite Dalton modifiées .....	44
I.8.5 Group 3. Méthode de résistances .....	48
I.8.5.1 Résistance atmosphérique $R_a$ .....	50
I.8.5.2 Résistance à la surface d'évaporation $R_s$ .....	52
<b>I.9 Utilisation de la succion à la surface pour l'estimation du taux d'évaporation .....</b>	<b>59</b>
<b>I.10 Conclusions.....</b>	<b>61</b>
<b>Chapitre II Chambre environnementale .....</b>	<b>63</b>

<b>II.1</b>	<b>Proposition d'un modèle physique : chambre environnementale.....</b>	<b>63</b>
<b>II.2</b>	<b>Matériau : Argile verte de Romainville.....</b>	<b>64</b>
<b>II.3</b>	<b>Capteurs utilisés dans la chambre environnementale.....</b>	<b>66</b>
II.3.1	Introduction.....	66
II.3.2	ThetaProbe (TP) et ECH <sub>2</sub> O-TE (EC).....	67
II.3.3	Tensiomètre .....	70
II.3.3.1	Première saturation simultanée pour plusieurs tensiomètres .....	71
II.3.3.2	Etalonnage du tensiomètre de haute capacité .....	73
II.3.3.3	Resaturation du tensiomètre de haute capacité .....	74
II.3.4	Psychromètre .....	74
II.3.4.1	Principe du fonctionnement du système .....	75
II.3.4.2	Procédure de mise en marche.....	75
II.3.4.3	Etalonnage des psychromètres .....	76
II.3.5	Thermomètre infrarouge .....	78
<b>II.4</b>	<b>Dispositifs expérimentaux et procédure expérimentale en phase d'humidification .....</b>	<b>79</b>
II.4.1	Dispositifs expérimentaux.....	79
II.4.2	Procédure expérimentale.....	82
<b>II.5</b>	<b>Dispositifs expérimentaux et procédure expérimentale en phase de séchage.....</b>	<b>84</b>
II.5.1	Dispositifs expérimentaux.....	84
II.5.2	Procédure expérimentale.....	86
II.5.3	Traitement d'image .....	86
<b>II.6</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>89</b>
<b>Chapitre III</b>	<b>Résultats expérimentaux .....</b>	<b>90</b>
<b>III.1</b>	<b>Résultats pendant la phase d'humidification .....</b>	<b>90</b>
III.1.1	Présentation des résultats.....	91
III.1.2	Discussions sur les résultats obtenus lors de l'infiltration .....	97
III.1.3	Exploitation des résultats.....	99
III.1.3.1	Courbe de rétention d'eau.....	99
III.1.3.2	Conductivité hydraulique en fonction de la succion totale .....	101
<b>III.2</b>	<b>Résultats pendant la phase de séchage .....</b>	<b>102</b>
III.2.1	Méthode de calcul du taux d'évaporation .....	103
III.2.2	Séchage 1 .....	103
III.2.3	Séchage 2 .....	107
III.2.4	Séchage 3 .....	110
III.2.5	Séchage 4 .....	116
III.2.6	Discussions .....	122
III.2.6.1	Mise au point de la chambre environnementale : dispositifs expérimentaux et matériau .....	122
III.2.6.2	Fonctionnement de la chambre environnementale : capacités et limites.....	123
III.2.6.3	Résultats de mesures et de calculs.....	124
III.2.7	Exploitation des résultats.....	129
<b>III.3</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>133</b>
<b>Chapitre IV</b>	<b>Développement théorique .....</b>	<b>135</b>
<b>IV.1</b>	<b>Développement d'une nouvelle approche .....</b>	<b>135</b>
IV.1.1	Effet de la succion à la surface du sol sur l'évaporation.....	135
IV.1.2	Démonstration théorique de la relation AE/PE(s) .....	139
IV.1.3	Considération du profil de température dans l'évaporation .....	141
IV.1.4	Influence du vent sur le taux d'évaporation .....	144
<b>IV.2</b>	<b>Proposition des procédures de calcul et de validation.....</b>	<b>145</b>
IV.2.1	Développement d'une formule de calcul du taux d'évaporation potentiel.....	145



IV.2.2	Validation de la formule [IV.6] avec des données expérimentales en tenant compte de la température et de la fissuration.....	145
IV.2.3	Proposition d'un algorithme généralisé de calcul numérique pour calculer le taux d'évaporation...	145
<b>IV.3</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>147</b>
<b>Chapitre V</b>	<b><i>Développement d'une formule de calcul du taux d'évaporation potentiel .....</i></b>	<b>148</b>
<b>V.1</b>	<b>Utilisation de quelques formules de la littérature .....</b>	<b>148</b>
<b>V.2</b>	<b>Calibration des paramètres des deux formules de Penman.....</b>	<b>151</b>
<b>V.3</b>	<b>Vérification et utilisation de la formule de Romanenko .....</b>	<b>154</b>
<b>V.4</b>	<b>Développement d'une formule basée sur la formule de Choudhury et Monteith .....</b>	<b>156</b>
<b>V.5</b>	<b>Développement d'une formule basée sur la formule de Penman .....</b>	<b>160</b>
<b>V.6</b>	<b>Développement d'une formule basée sur la formule de Romanenko (1961).....</b>	<b>163</b>
<b>V.7</b>	<b>Comparaison et analyse des formules développées .....</b>	<b>168</b>
<b>V.8</b>	<b>Validation de la formule développée avec les données existantes dans la littérature .....</b>	<b>170</b>
<b>V.9</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>171</b>
<b>Chapitre VI</b>	<b><i>Développement d'une formule de calcul du taux d'évaporation avec prise en compte de la fissuration .....</i></b>	<b>173</b>
<b>VI.1</b>	<b>Evolution du taux PE et des rapports AE/PE du séchage 3 et du séchage 4.....</b>	<b>173</b>
<b>VI.2</b>	<b>Prise en compte de la fissuration dans le calcul de l'évaporation.....</b>	<b>175</b>
<b>VI.3</b>	<b>Utilisation des profils de succion dans le sol .....</b>	<b>177</b>
<b>VI.4</b>	<b>Utilisation de la similitude du profil de succion entre les deux séchages 3 et 4.....</b>	<b>181</b>
VI.4.1	Profils de succion .....	181
VI.4.2	Application du profil de succion du séchage 4 au séchage 3 .....	182
<b>VI.5</b>	<b>Discussions et conclusions.....</b>	<b>183</b>
<b>Conclusion générale</b>	<b>.....</b>	<b>183</b>
<b>Références</b>	<b>.....</b>	<b>186</b>

## INTRODUCTION

La France a connu récemment plusieurs sécheresses importantes comme celles de 1997, de 2003 et de 2005. Les dommages causés à des constructions ont été considérables. Selon la Caisse Centrale de Réassurance, le coût relatif aux indemnisations liées aux dégâts sur bâtis entre 1989 et 2002 s'élève à 3,3 milliards d'euros. Notons également que durant cette période, la sécheresse a frappé une grande partie du territoire français : plus de 5 000 communes réparties sur 75 départements ont été affectées (voir [www.argiles.fr](http://www.argiles.fr)). Ceci fait que la sécheresse se trouve au deuxième poste parmi les sinistres les plus coûteux en France, derrière l'inondation.

La France n'est évidemment pas le seul pays touché. En effet, dans les pays tropicaux en Afrique et aux Etats-Unis, la sécheresse est la plus coûteuse parmi les catastrophes naturelles. Le dégât annuel causé par la sécheresse est estimé à 6-8 milliards de dollars aux Etats-Unis (Lautenbacher 2005) avec une année particulièrement marquée de 1988 : 39,4 milliards de dollars (Hayes et al. 2004).

Ce qui est particulièrement préoccupant est que la sécheresse s'accélère et s'intensifie d'année en année à cause du réchauffement climatique (Cojean et al. 2009, Vidal et Soubeyroux 2008). Selon le journal Chinadaily publié le 02 Mai 2009, la Chine a dû déclarer l'état d'urgence pour la sécheresse la plus importante depuis 50 ans dans le pays. La même déclaration a été prononcée en Angleterre (selon le Figaro du 15 octobre 2007) pour la pire sécheresse de 2007 depuis un siècle.

Face à cet enjeu économique et social important, de nombreuses études ont été menées sur le phénomène de la sécheresse. On peut citer, parmi elles, les actions en France par le MEEDDAT (Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement Durable et de l'Aménagement du Territoire (voir Cojean 2008) ; la recherche dans le cadre du Programme RGCU (Réseau Génie Civil et Urbain) : Retrait-gonflement des Argiles – RGA ; la recherche dans le cadre du Projet ANG-RGCU : Analyse du retrait-gonflement et de ses incidences sur les constructions - ARGIC ; la recherche dans le cadre du Projet Fondation MAIF : Impact du changement climatique en France sur la sécheresse et l'eau du sol, etc. Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet « Aléa et risque sécheresse » financé par la Fondation MAIF.

Etant donné que la sécheresse se produit suite à une évaporation excessive avec une précipitation limitée, une connaissance approfondie sur le mécanisme du processus d'évaporation s'impose dans la démarche de prévention du risque de sécheresse. Or, l'étude bibliographique préalable sur l'évaporation indique qu'il s'agit d'un phénomène complexe et la maîtrise actuelle du phénomène est loin d'être satisfaisante. Ainsi, l'objectif principal de cette thèse est de développer un modèle qui est capable de décrire le phénomène d'évaporation. Ce développement théorique nécessite un développement expérimental conséquent pour son élaboration et sa validation. Ce développement concerne la chambre environnementale.

Ce travail est présenté en six chapitres. Le chapitre I présente une étude bibliographique sur l'évaporation. On commence par une présentation générale du phénomène d'évaporation et des différents dispositifs expérimentaux utilisés pour étudier ce phénomène. Puis, on présente l'évolution de différents paramètres physiques durant l'évaporation ainsi que les différents paramètres influençant l'évaporation. Une grande partie de ce chapitre est consacrée à l'analyse de différentes méthodes utilisées pour estimer le taux d'évaporation.

Le chapitre II commence par la présentation du matériau étudié : l'argile verte de Romainville. On détaille ensuite la chambre environnementale développée. L'accent est mis sur l'étalonnage et la mise en place des capteurs utilisés. Deux procédures expérimentales sont appliquées, pour la phase

d'humidification et la phase de séchage, respectivement. La première phase sert à ramener le sol à un état qui est proche de l'état in situ, au moins au niveau du degré de saturation ; la deuxième phase est destinée à l'étude de l'évaporation proprement dite. Quatre séchages sont réalisés afin d'étudier différents paramètres intervenant dans le processus d'évaporation.

Le chapitre III présente les résultats obtenus en phase d'humidification et en phase de séchage. Il s'agit des variations de différents paramètres du sol et de l'air : température, teneur en eau, succion, humidité relative, vitesse du vent etc. ainsi que les paramètres caractérisant la fissuration à la surface du sol comme le taux de fissures et la largeur pondérée. Ces données expérimentales sont utilisées pour déterminer la conductivité hydraulique, la courbe de rétention d'eau, le taux d'évaporation etc.

Le chapitre IV présente l'analyse de différents résultats existants dans la littérature pour le développement d'une approche théorique permettant l'estimation du taux d'évaporation. Dans cette approche, le rapport du taux d'évaporation réel  $AE$  et potentiel  $PE$  est considéré. Les différentes procédures de validation pour cette approche sont ensuite présentées.

Le chapitre V est consacré au développement d'une approche de calcul du taux d'évaporation potentiel  $PE$ . Plusieurs formules de la littérature sont analysées en utilisant les données expérimentales obtenues en phase de séchage. En se basant sur la comparaison entre les résultats calculés et les résultats mesurés, on a proposé des modifications pour chaque formule considérée.

Le chapitre VI présente le développement d'une formule de calcul du taux d'évaporation avec prise en compte de la fissuration. Dans ce développement, le rapport  $AE/PE$  est considéré avec  $PE$  calculé et  $AE$  mesuré. La fissuration est prise en compte à travers deux paramètres : le taux de fissures et la largeur pondérée. La validation de ce développement est réalisée en considérant les profils de succions dans le sol et la similitude entre différents essais de séchage.

## **Chapitre I Evaporation et interaction sol – atmosphère. Application à l'étude de la sécheresse**

### ***I.1 Phénomène d'évaporation***

Dans notre étude, l'évaporation correspond au passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux et le processus d'évaporation correspond à une évaporation continue dans le temps. Dans ce mémoire, on utilise ainsi le terme d'évaporation pour le processus d'évaporation.

L'évaporation à la surface du sol se produit et se poursuit dans la nature généralement avec trois conditions réunies : (1) une alimentation d'énergie continue ; (2) un gradient de pression de vapeur d'eau négatif entre l'air proche de la surface et l'air à la surface du sol et le vent ; (3) une alimentation d'eau continue du sol (Lal et Shukla 2004; Musy et Higy 2004).

L'énergie (1) est utilisée pour produire la chaleur latente pour la vaporisation. Cette énergie provient souvent de la radiation solaire. Elle est positive dans la journée et nulle dans la nuit. Cette énergie peut également émaner directement du sol lui-même en le refroidissant.

La deuxième condition parmi les conditions dites atmosphériques est le déficit de la pression de vapeur d'eau. Si cette condition n'est pas vérifiée, l'évaporation est impossible. A noter que la vapeur dans l'air doit être balayée par le vent pour assurer un passage continu à l'état gazeux de l'eau.

La dernière condition pour l'évaporation concerne le sol qui doit présenter une certaine capacité à alimenter de l'eau continuellement. Cette condition est d'abord caractérisée par des conditions en surface telles que la teneur en eau et/ou la succion puis par des paramètres liés au transfert d'eau dans le sol comme la conductivité hydraulique.

Ces trois conditions sont indispensables et déterminantes pour l'évaporation. En effet, une forte radiation, un fort gradient de pression de vapeur d'eau et/ou une surface de sol humide engendrent un taux d'évaporation important. Ce dernier dépend encore de plusieurs autres facteurs tels que la salinité de l'eau, la profondeur de la couche d'eau en surface, l'état géométrique de la surface et la couleur du sol.

Bref, l'évaporation est un processus qui demande de l'énergie, une alimentation d'eau en continu et un transporteur de vapeur d'eau comme le vent.

On trouve dans la littérature différentes méthodes pour estimer le taux d'évaporation. Ce dernier peut être déduit directement du bilan d'eau à la surface du sol, ou indirectement à partir du bilan d'énergie. Le taux d'évaporation peut également être calculé directement à partir des paramètres du sol et de l'air comme la teneur en eau du sol, la vitesse du vent, la radiation etc. Ces méthodes seront détaillées dans les prochaines sections après une présentation des dispositifs expérimentaux qui sont souvent utilisées pour étudier l'évaporation, l'évolution des différents paramètres durant l'évaporation, et les phénomènes influençant l'évaporation.

## ***I.2 Dispositifs expérimentaux utilisés pour étudier le phénomène d'évaporation***

De nombreux dispositifs expérimentaux développés dans le passé permettent l'étude sur l'évaporation. On peut citer ici le bac d'eau, le lysimètre, la chambre environnementale, le système de wind-tunnel, la station météorologique, etc.

Le bac d'évaporation (Figure I.1) est le dispositif le plus simple qui peut être utilisé en laboratoire (Wilson et al. 1994; Wilson et al. 1997) ou in-situ (Blight 1997; Singh et Xu 1997). Il s'agit simplement d'un bac contenant de l'eau et la quantité d'eau évaporée est calculée soit par pesée soit par suivi des repères de la hauteur. Ce dispositif permet en réalité de déterminer le taux d'évaporation maximale (Singh et Xu 1997).



Figure I.1. Bac d'eau d'après Wang (2006)

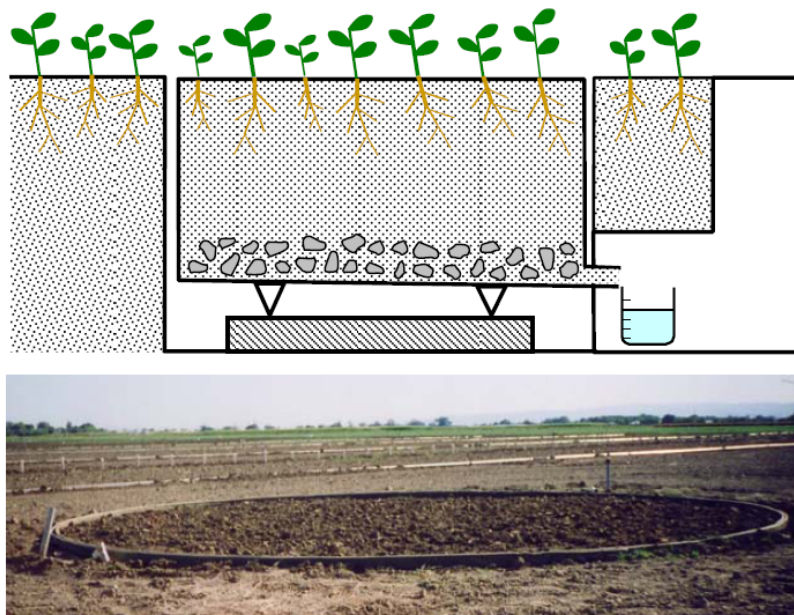


Figure I.2. Lysimètre d'après Wang (2006)

Le lysimètre (Figure I.2) est très utilisé grâce à sa capacité de simuler de réelles conditions du sol et de l'atmosphère (Blight 1997; Penman 1948). Il est en général utilisé in-situ. Le lysimètre consiste en un massif de sol découpé de son milieu pour empêcher tout échange thermique et hydraulique. L'eau dans ce massif ne s'infiltre pas dans la couche plus profonde mais elle est récupérée et quantifiée. Le poids du massif est également suivi. Ces mesures permettent d'établir le bilan d'eau du massif et en tirer la quantité d'eau évaporée. En outre, le grand massif de sol considéré permet en général une installation importante des capteurs pour suivre les variations de différents paramètres dans le sol tels que la teneur en eau, la succion et la température. Ces données expérimentales sont utiles pour l'étude sur l'évaporation.

D'autre part, pour l'étude de l'évaporation en laboratoire, il existe des systèmes plus ou moins volumineux avec un massif de sol dont l'épaisseur varie de 0,7 à 300 mm, comme par exemple le bac de sol développé par Kondo et al. (1992) qui permet d'étudier le phénomène d'évaporation sur un massif de sol dont l'épaisseur varie entre 100 et 130 mm. Trois types de sol différents sont considérés : un terreau, un sable et un sable fin. Les conditions atmosphériques sont contrôlées et la quantité d'eau évaporée est calculée par pesée.

Kondo et al. (1990) utilisent ce même système mais avec une couche de sol mince de 20 mm et avec une grande variation des conditions atmosphériques : la vitesse du vent varie de 0,3 à 2,7 m/s ; la température varie de 4,3 à 30,9 °C et le rayonnement est compris entre 59 et 1029 W/m<sup>2</sup>. La température dans le sol est également suivie dans ces systèmes par des thermocouples, le nombre des thermocouples dépendant de l'épaisseur de sol.

Les systèmes de Kondo et al. (1990, 1992) présentent à la fois des avantages et des inconvénients. En effet, ces systèmes relativement simples permettent de changer rapidement le type de sol étudié. De plus, comme ils sont relativement petits, le temps d'équilibre est assez court. Les mesures de température à différentes profondeurs dans le sol permettent d'établir le profil de température dans le sol mais la teneur en eau du sol n'est pas suivie. Dans le cas d'une faible épaisseur de sol (20 mm), la teneur en eau moyenne pour l'ensemble de la couche de sol est estimée. Cette estimation peut avoir des erreurs importantes quand le séchage est rapide, engendrant une grande différence entre la teneur en eau à la surface et celle à 20 mm de profondeur.

Ce problème d'erreur ne se pose plus dans le travail de Wilson et al. (1997) car ils développent un système particulier (Figure I.4) qui est similaire à celui de Kondo et al. (1990) mais avec une couche de sol extrêmement mince : de 0,3 à 0,7 mm. La mise en place de cette couche de sol nécessite la définition d'une procédure spécifique. On note que la température du sol est également suivie dans ce système. La faible épaisseur du sol permet d'avoir une teneur en eau relativement homogène. Lors d'un essai, peu de temps après le séchage, le sol se sépare en plusieurs morceaux et la question sur le bilan d'énergie pourrait se poser car le fond du dispositif expérimental est également exposé à l'air. En outre, un autre inconvénient existe quand le massif de sol a une faible épaisseur : il est impossible d'étudier les échanges hydriques dans le sol à différentes profondeurs ; on ne peut pas réaliser d'études sur le profil hydrique dans le sol durant l'évaporation avec des systèmes développés par Kondo et al. (1990); Kondo et al. (1992) et Wilson et al. (1997).

L'étude sur les profils hydriques et thermiques durant l'évaporation nécessite logiquement un grand massif de sol pour la mise en place d'un nombre significatif de capteurs. Wilson et al. (1994) réalisent une étude sur une grande colonne de sable équipée avec des capteurs de température dans le sol (Figure I.5). Cette colonne est également munie d'un grand nombre de trous le long de sa hauteur permettant un suivi de teneur en eau massique par pesée.

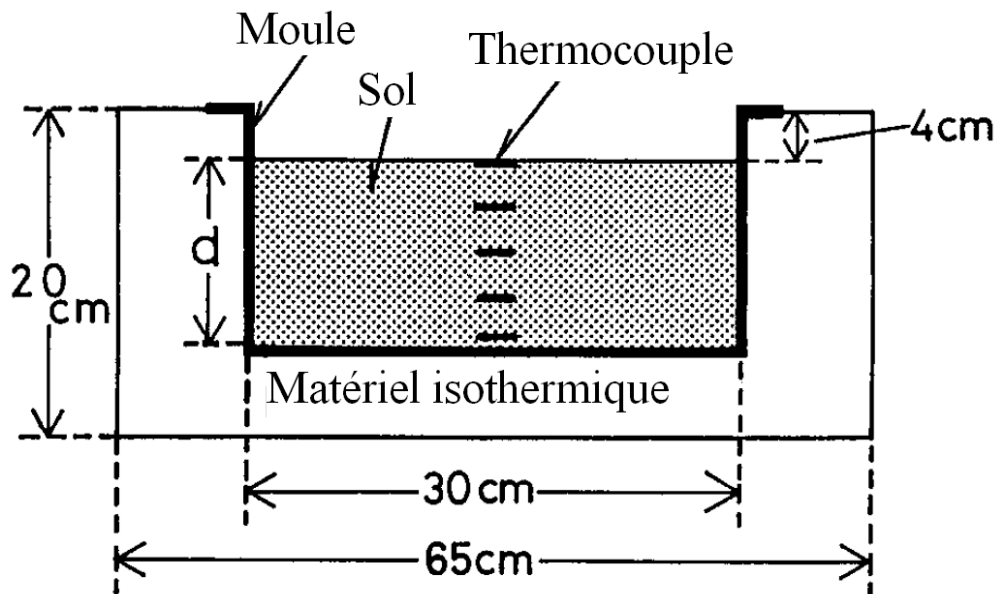


Figure I.3. Bac de sol avec une petite couche de sol (Kondo et al. 1992)

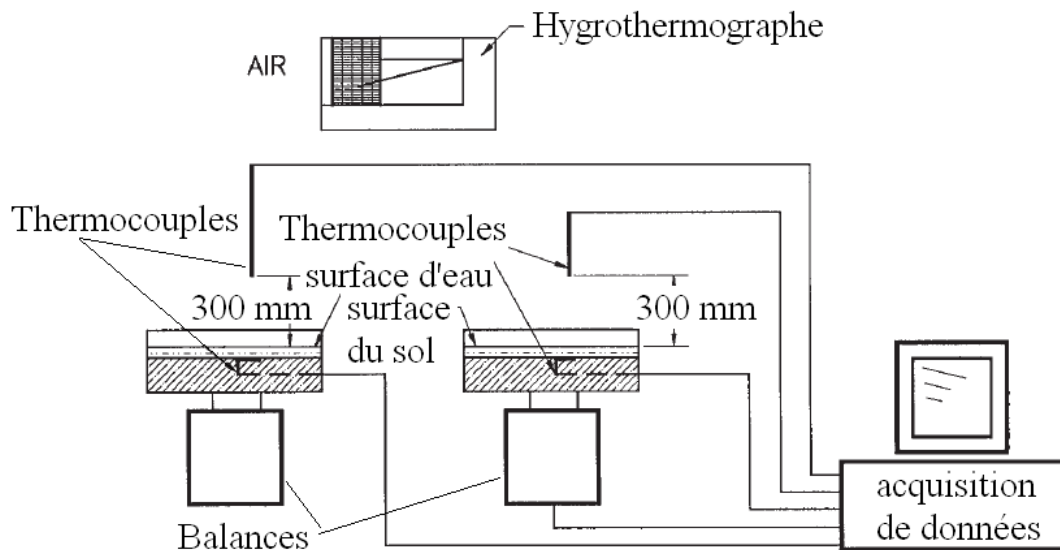


Figure I.4. Bac de sol avec une couche de sol très mince (Wilson et al. 1997)

Le système développé par Kuhn et Zornberg (2006) est similaire à celui de Wilson et al. (1994) au niveau de la dimension. En revanche, les capteurs utilisés sont différents et l'instrumentation est plus complète. Ils ont implanté des sondes de teneur en eau volumique TDR (Time Domain Reflectometry) et des sondes de succion (H DU – Heat Dissipation Unit) à quatre niveaux différents dans le sol. L'avantage majeur de ce système par rapport à celui de Wilson et al. (1994) est le suivi continu de la teneur en eau et de la succion. En revanche, la température n'est pas mesurée dans le sol. Il semble que la dimension de ces dispositifs ne soit pas suffisamment grande pour implanter plus de capteurs sans d'effets négatifs conséquents.



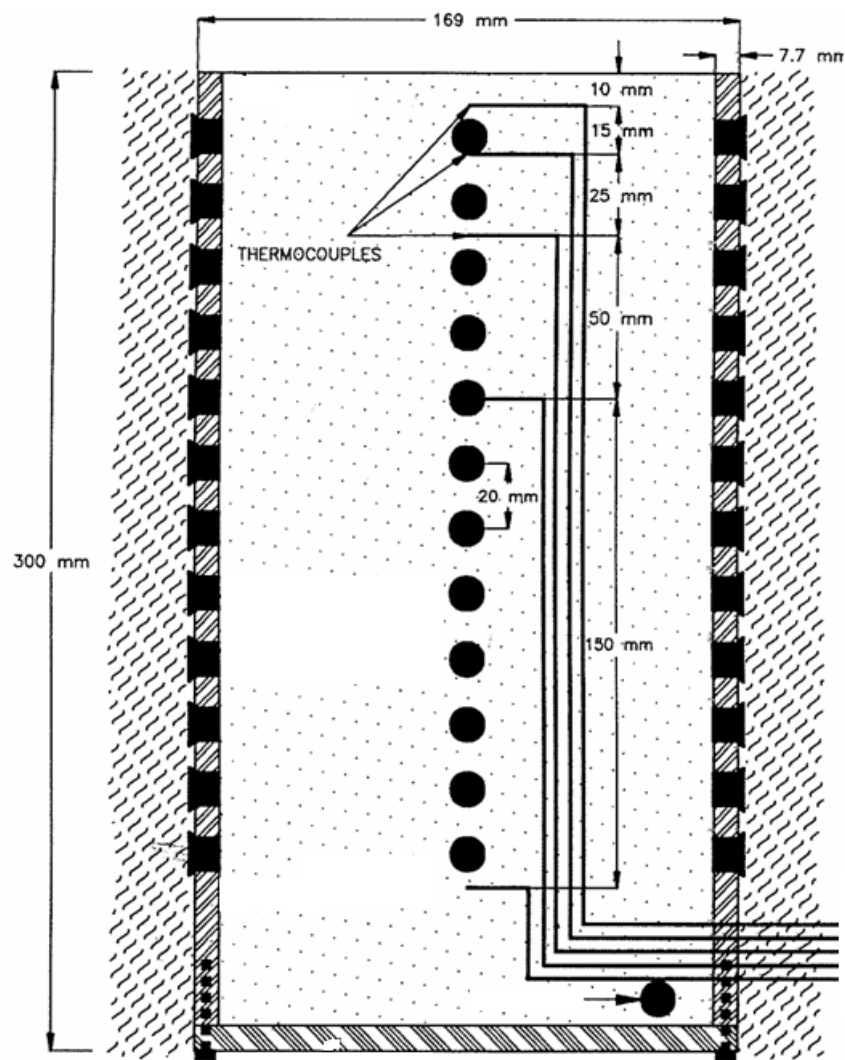


Figure I.5. Une grande colonne de sable (Wilson et al. 1994)

Le système de chambre environnementale permet d'une part de reproduire le vent voulu et d'autre part de suivre les variations de la température et de l'humidité relative de l'air. Ce système est proposé pour la première fois par Kohsiek (1981, Figure I.6). Il est largement utilisé par van de Griend et Owe (1994). Aluwihare et Watanabe (2003) développent une nouvelle chambre environnementale plus sophistiquée, avec comme point original, la surface ouverte. De plus, les mesures de l'humidité relative et de la température à l'entrée de la chambre sont réalisées à travers quarante collecteurs d'air. Les mesures hygrométriques dans l'air à l'entrée et à la sortie sont comparées pour déduire le taux d'évaporation.

Le système de chambre environnementale peut être utilisé en laboratoire comme in situ. Le contrôle de conditions atmosphériques est jusqu'à présent bien développé. En revanche, les équipements dans le sol restent à étudier de façon plus approfondie.

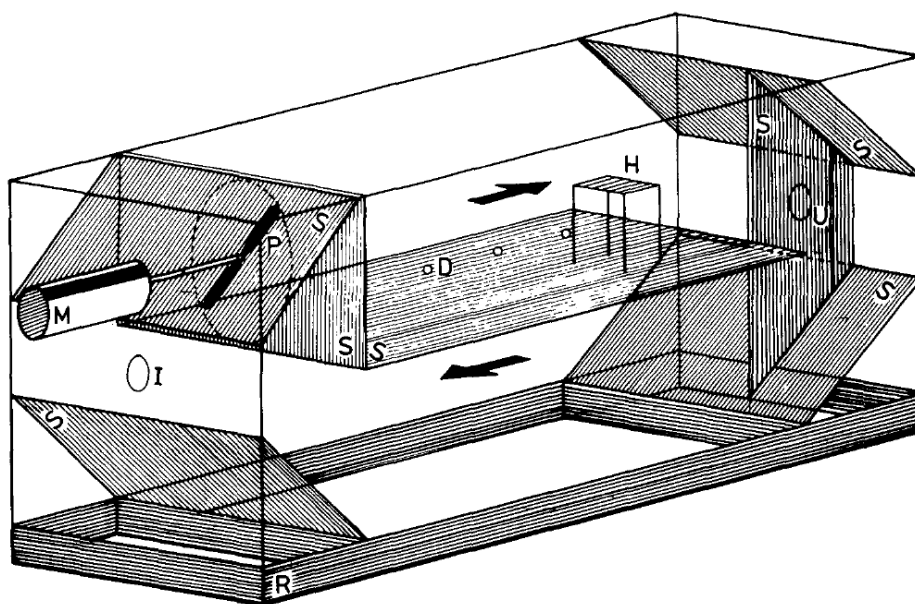


Figure I.6. Une des premières chambres environnementales (S : cloison en plexiglas ; P : hélice ; M : moteur électrique ; H, D : points de mesure de l'humidité relative et de température ; I, U : points d'entrée et de sortie d'air, (Kohsiek 1981)

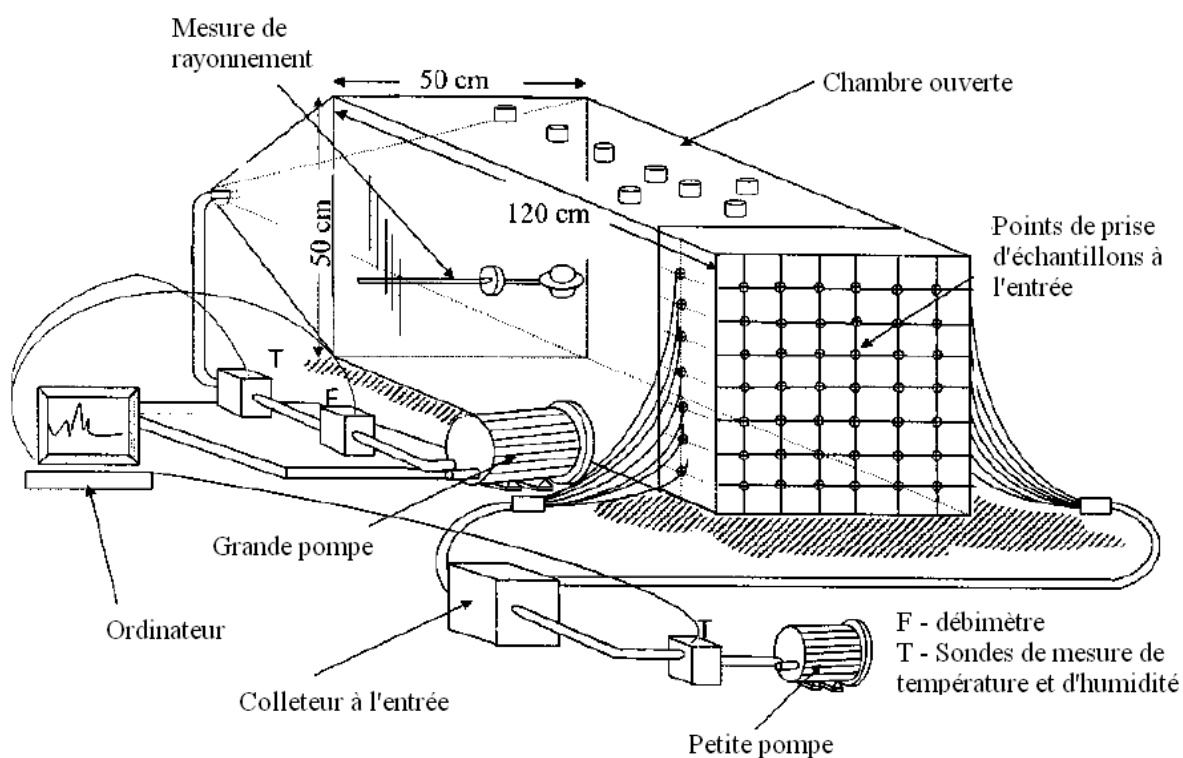


Figure I.7. Chambre environnementale de Aluwihare et Watanabe (2003)

Le système wind-tunnel est plus utilisé que la chambre environnementale. Il permet généralement une étude plus complète sur le vent (Figure I.8 et Tableau I-1). Le rayonnement et la vitesse du vent sont contrôlés tandis que la température et l'humidité relative sont mesurées (Wang 2006; Yamanaka et al. 1997). Dans le travail de Yamanaka et al. (1997), on réalise un suivi complet des paramètres dans le sol : la succion, la teneur en eau et la température. En fait, ce système peut être considéré comme la combinaison d'un wind-tunnel et d'un lysimètre.

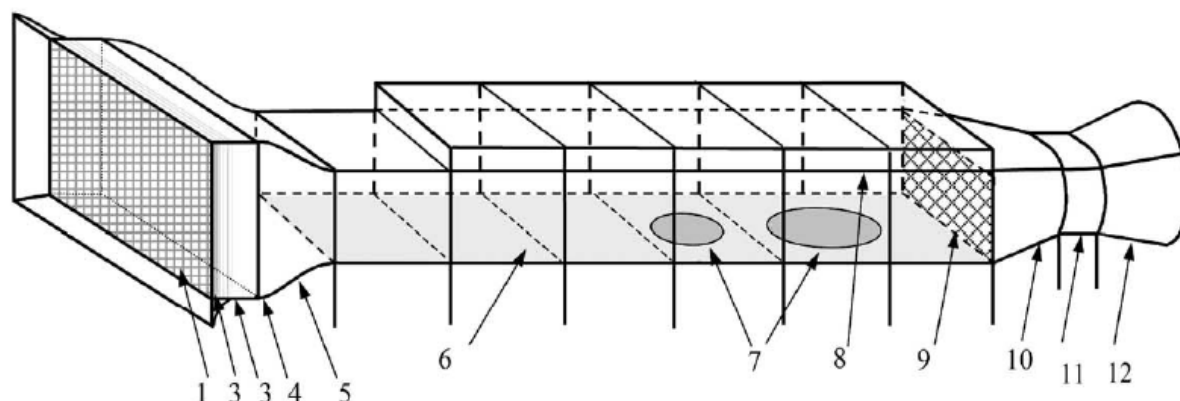


Figure I.8. Wind-tunnel (Wang 1996)

Tableau I-1. Elements du Wind-tunnel de Wang (2006)

Numéro	Numéro
1. Toile de protection	7. Plateau de rotation
2. Tube de nid d'abeille	8. Toit modulable
3. Toile fine	9. Toile de sécurité
4. Débit de la partie avec section réduite	10. Partie avec section réduite
5. Partie avec section réduite	11. Ventilateur pour écoulement axial
6. Zone d'essai	12. Sortie

Les stations météorologiques sont très utilisées pour le suivi in-situ (Figure I.10). Il s'agit d'un ensemble complet des mesures de vitesse du vent, de température, d'humidité relative, de rayonnement dans l'air et de température dans le sol. Cet ensemble est parfois équipé d'un instrument de mesure de la précipitation. Ces données peuvent être utilisées pour calculer le taux d'évaporation.

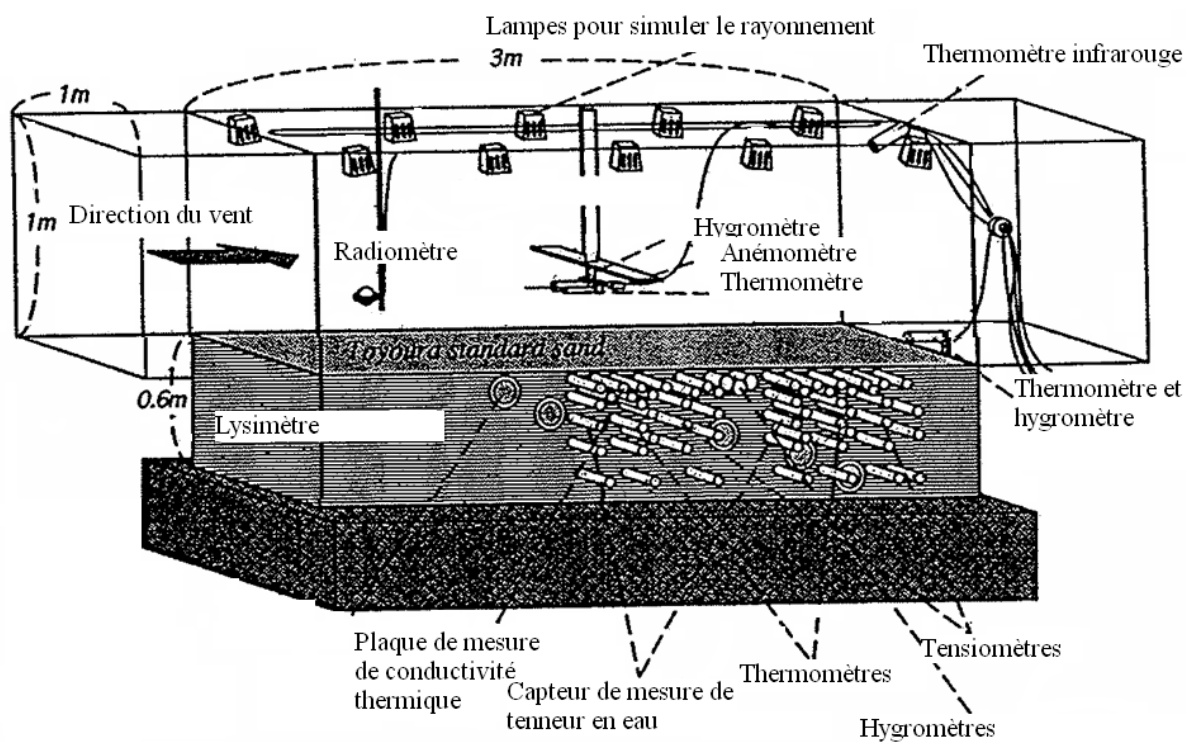


Figure I.9. Wind-tunnel complété par des mesures dans le sol (Yamanaka et al. 1997)

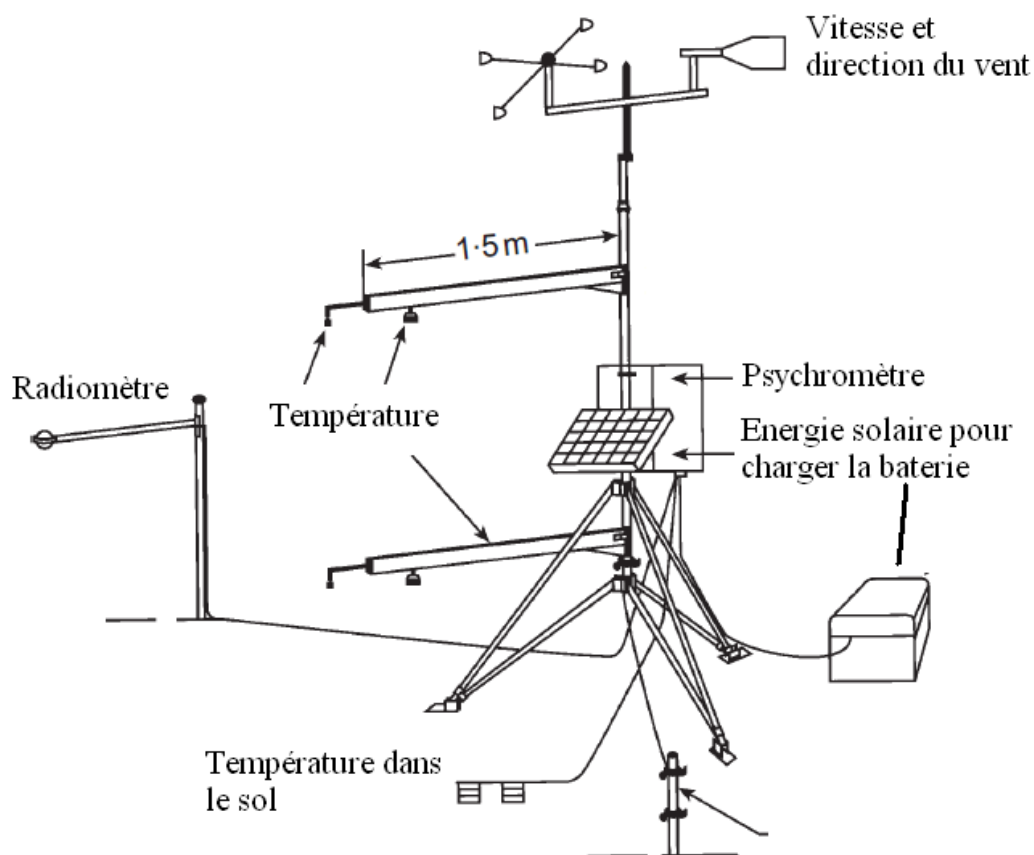


Figure I.10. Station météorologique (Blight 1997)



Figure I.11. Lysimètre avec une grande fissure à la surface du sol (Ritchie et Adams 1974)

Etant donné que l'évaporation entraîne souvent des modifications géométriques importantes à la surface du sol par le retrait et surtout par la fissuration, l'étude sur la fissuration paraît indispensable pour mieux interpréter le phénomène d'évaporation. Ceci a été réalisé par Ritchie et Adams (1974) à l'aide d'un lysimètre avec une grande fissure au milieu (Figure I.11).

Dans le cas d'un réseau de fissures plus complexe, la méthode de traitement d'image s'avère très pratique car il permet de déterminer un grand nombre de paramètres comme le taux de fissures, la longueur, la largeur des fissures avec une bonne précision (Lakshmikantha 2009; Tang et al. 2008b; Tang et al. 2008c). En revanche, cette méthode n'est praticable en général qu'en laboratoire, et elle ne permet pas de déterminer la profondeur des fissures. Ainsi, des mesures directes semblent aussi nécessaires afin d'avoir accès à d'autres paramètres et de vérifier la pertinence de la méthode du traitement d'images. Les mesures directes sont souvent réalisées simplement à l'aide d'une règle ou des outils spécifiques tant qu'il s'agit d'une grande surface (Ringrose-Voase et Sanidad 1996).

### ***1.3 Processus d'évaporation et évaporation potentielle***

#### ***1.3.1 Les trois phases de l'évaporation***

Afin d'étudier le processus d'évaporation dans les plus simples conditions, on s'intéresse d'abord au cas où il n'y a pas de nappe phréatique et les conditions climatiques ne changent pas durant l'expérimentation. Ces conditions ne peuvent être obtenues qu'en laboratoire sachant qu'en place, le cycle journalier naturel ne permet pas de les avoir.

Hillel (1980 d'après Wilson et al. 1994) a réalisé une expérimentation où la surface du sol est initialement saturée. Cet essai est répété quatre fois en faisant varier les conditions atmosphériques : la température, le vent et l'humidité relative. La Figure I.12 présente la relation entre le rapport  $AE/PE$  (taux d'évaporation réel/taux d'évaporation potentiel) avec la variation de la teneur en eau. On observe que l'évaporation peut être divisée en trois phases.

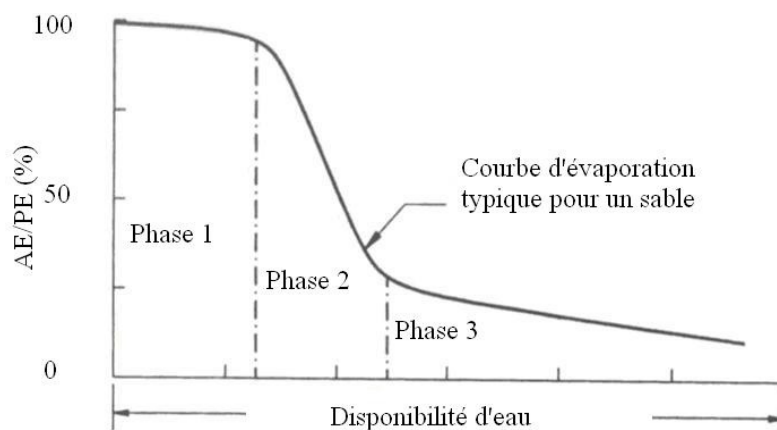


Figure I.12. Les trois phases de l'évaporation développées par Hillel (1980 d'après Wilson et al. 1994)

La première phase correspond à un taux d'évaporation constant et maximal. Cette phase apparaît quand le sol est saturé ou quasi saturé. En général, la première phase se termine après quelques heures ou quelques jours.

La deuxième phase est caractérisée par un taux d'évaporation décroissant. On constate une chute relativement importante. Ceci montre que le sol n'est plus saturé à la surface et il n'est plus capable de répondre à la demande de l'atmosphère. Le taux d'évaporation est donc limité par des propriétés hydrauliques du sol.

La troisième phase est la phase résiduelle avec un taux d'évaporation faible. Cette phase peut être atteinte, en fonction des sols et des conditions climatiques, après une longue durée d'évaporation de quelques semaines voire de quelques mois. Elle commence quand la surface du sol est suffisamment sèche et quand le transfert d'eau en phase liquide cesse. Le transfert se passe en phase vapeur seulement.

Bref, le processus d'évaporation comprend trois phases relativement bien distinctes par la valeur du taux d'évaporation. L'ampleur et la durée de chaque phase sont gouvernées soit par les conditions atmosphériques soit par le sol ou par les deux.

### *1.3.2 Évaporation potentielle à partir de différentes surfaces et sous différentes conditions atmosphériques*

On s'intéresse dans cette section au taux d'évaporation maximal. Dans la littérature, ce taux est souvent connu sous le nom du taux d'évaporation potentiel. Tous ces termes font référence à la valeur la plus grande du taux d'évaporation pendant le processus d'évaporation.

En réalité, on trouve dans la littérature différentes définitions du taux d'évaporation maximal (Oudin 2004). Par exemple, pour Penman (1948), l'évaporation maximale se produit quand il y a une quantité d'eau abondante sur une pelouse sous les mêmes conditions atmosphériques. Pour Wilson (1990), le taux maximal se produit pour un sol saturé sous des conditions climatiques fixes. Il est ainsi clair que le taux d'évaporation maximal change selon sa définition. Cependant, les différents auteurs sont plutôt d'accord sur les conditions climatiques constantes pour définir le taux d'évaporation maximal.

La Figure I.13 présente quatre résultats de l'évolution du taux d'évaporation pour le même type de sol mais sous différentes conditions climatiques. On observe d'abord que les quatre courbes peuvent être schématisées par une courbe composée de trois phases. On observe ensuite une différence importante au niveau du taux d'évaporation maximal et de la durée de la première phase, à relier aux différentes conditions climatiques imposées. Il est clair qu'avec une température plus élevée, une vitesse plus grande, un air plus sec, le taux sera plus grand. De plus, avec un taux d'évaporation plus faible, la durée sera logiquement plus longue.

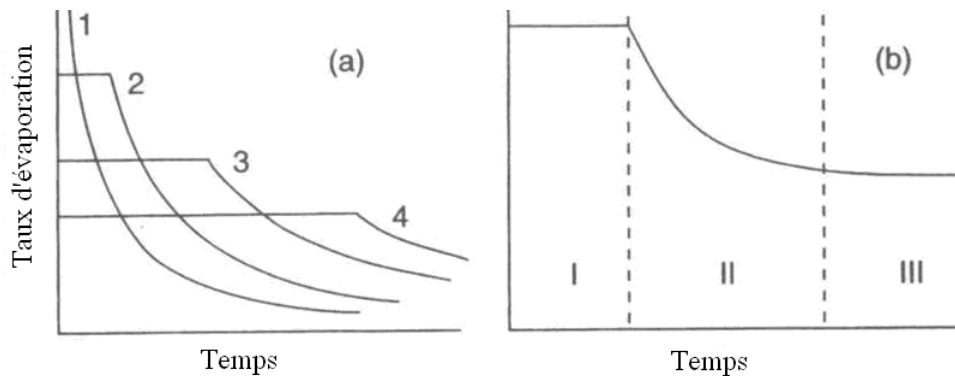


Figure I.13. Les trois phases de l'évaporation sous différentes conditions climatiques (Hillel 2004)

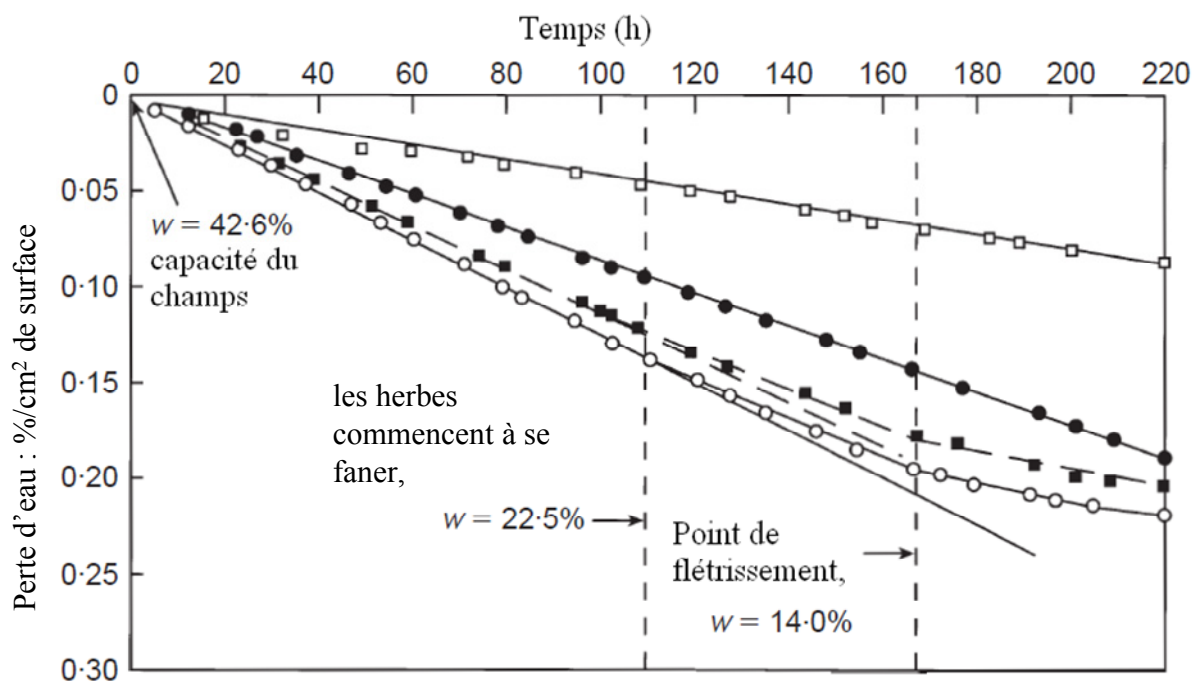


Figure I.14. Perte d'eau dans le temps du sol avec différents couverts : (□) : surface de sable, (●) : surface d'eau libre, (■) : sol nu, (○) : surface d'herbes (Blight 1997)

D'autre part, une étude avec différentes surfaces de sol soumises aux mêmes conditions atmosphériques est réalisée par Blight (1997). Quatre surfaces différentes sont considérées : surface couverte de sable, surface d'eau, surface d'un sol nu, surface enherbée. Le taux

d'évaporation est calculé par pesée. L'évolution du taux d'évaporation est présentée sur la Figure I.14.

On note que pour les surfaces couvertes de sable et d'eau libre, le taux est constant et c'est le taux maximal. En revanche, pour la surface du sol nu et pour la surface enherbée, on observe des changements de pente correspondant aux passages de phases évoquées précédemment.

En comparant les taux maximaux, on observe que la surface du sol nu et la surface enherbée présentent des valeurs plus grandes que la surface d'eau libre et la surface de sable. La valeur plus grande pour le sol nu est liée à la couleur plus foncée de sa surface qui adsorbe plus d'énergie. Pour la surface d'herbe, c'est la transpiration des herbes qui joue le rôle important. De plus, grâce aux valeurs plus grandes dans ces deux cas, l'évaporation passe plus tôt à la deuxième et à la troisième phase.

En conclusion, les conditions atmosphériques exercent une grande influence sur le taux d'évaporation potentiel ainsi que sa durée. On note également que ces deux caractéristiques sont aussi influencées par les conditions du sol telles que le type de sol, la couleur à la surface, la végétation etc.

#### ***I.4 Evolution de différents paramètres durant l'évaporation***

##### ***I.4.1 Evolution de différents paramètres lors d'essais d'évaporation en laboratoire***

L'évaporation entraîne les variations de différents paramètres dans le sol tels que la teneur en eau et la température. Ces variations provoquent par la suite des modifications notables des propriétés thermo-hydro-mécaniques du sol, ce qui montre l'importance de l'étude sur les évolutions de différents paramètres du sol. Pour une raison de simplicité, on étudie dans notre travail ces évolutions en laboratoire où les conditions atmosphériques sont contrôlées.

###### ***I.4.1.1 Teneur en eau et succion***

La Figure I.15 présente l'évolution de la teneur en eau dans le sol avec l'évaporation à la surface du sol (Wilson et al. 1994). Il s'agit des résultats avec deux colonnes identiques remplies de sable de 300 mm de hauteur (Figure I.5), intitulées A et B. Ces deux colonnes sont munies de trous tout au long de leurs hauteurs permettant le suivi de teneur en eau par pesée. La durée de l'essai est de 42 jours.

On voit d'abord que la teneur en eau initiale à la surface est inférieure à celle en profondeur ; ceci tout au long de l'essai. On observe également une chute importante de teneur en eau à la surface du sol 3 jours après le démarrage de l'essai. La valeur est d'environ 2% seulement. A 20 mm de la surface, la teneur en eau au troisième jour est toujours supérieure à 10%. Il faut une dizaine de jours pour que la teneur en eau à 10 mm de profondeur ait la même valeur qu'à la surface (2%). Cette période correspond à la deuxième phase dans le processus d'évaporation.

Avec l'avancement de l'évaporation, la teneur en eau à la surface continue à diminuer pour atteindre une valeur très faible de 1%. Pour cette période, on voit que vingt jours sont nécessaires pour que la teneur en eau de la couche juste en dessous de la surface puisse diminuer à cette valeur. Cette période correspond à la troisième phase dans le processus d'évaporation (Wilson et al. 1994).



D'autre part, on observe un agrandissement d'une zone proche de la surface avec la même valeur de teneur en eau. En effet, après les dix premiers jours, cette couche est encore très mince. Après quarante jours, son épaisseur atteint en revanche 80 mm. Le développement d'une telle couche correspond à l'avancement d'un front sec où l'évaporation se produit.

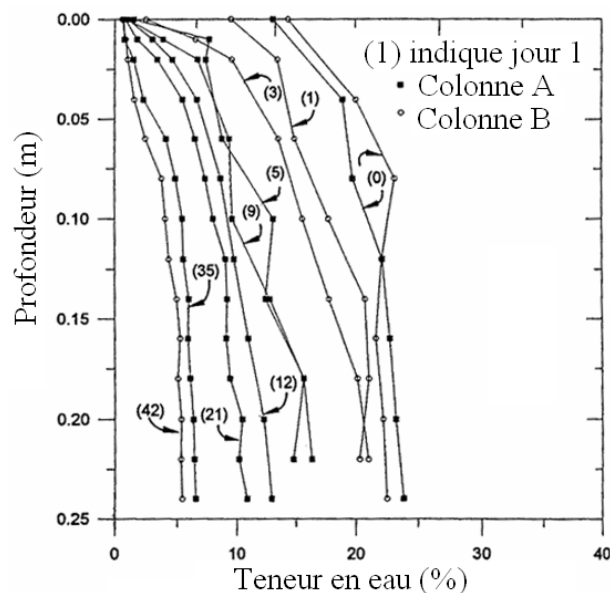


Figure I.15. Evolution du profil de teneur en eau dans le sol durant un essai d'évaporation (Wilson et al. 1994)

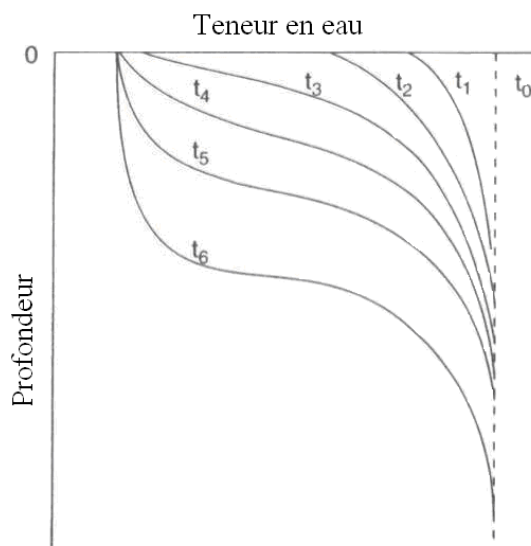


Figure I.16. Evolution hypothétique du profil de teneur en eau durant l'évaporation. Les numéros représentent les étapes successives (Hillel 2004)

La notion d'un front sec est initialement proposée par Philip (1974). Elle est ensuite reprise et développée par van Keulen et Hillel (1974 d'après Hillel 2004). Selon ces auteurs, les profils de teneur en eau pourraient avoir des parties de forme concave (Figure I.16) et les points d'inflexion pourraient résulter de la variation de la diffusivité  $D$  en fonction de la teneur en eau (Figure I.17).

La Figure I.17 montre effectivement qu'une diminution de teneur en eau entraîne généralement une diminution de la diffusivité. Cependant, avec le séchage du sol la diffusivité de vapeur augmente rapidement, et il se peut qu'à partir d'un certain moment, cette augmentation devienne plus importante que la diminution de la diffusivité de l'eau liquide. Ceci provoque un rebond de la diffusivité totale de l'eau comme on peut observer sur la Figure I.17. La teneur en eau à laquelle la diffusivité de vapeur devient dominante par rapport à celle de l'eau liquide correspond au front de séchage. A ce front on pourrait avoir un point d'inflexion sur le profil de teneur en eau.

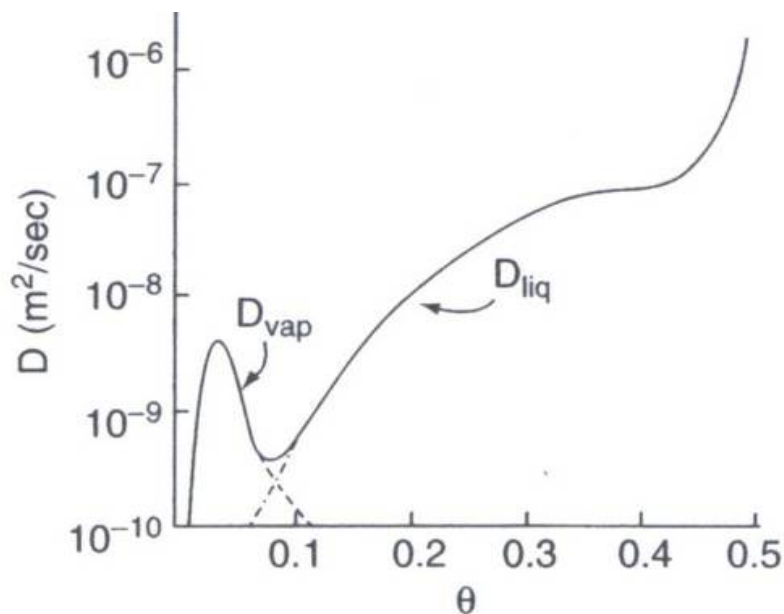


Figure I.17. Diffusivité  $D$  en fonction de la teneur en eau (d'après Philip 1974 cité par Hillel 2004)

Une étude sur le profil de succion réalisée par Ayad et al. (1997) montre également un gradient important de succion dans le sol (Figure I.18). De plus, il semble que ce profil prenne une forme parabolique. Une étude similaire de Kuhn et Zornberg (2006) confirme l'existence d'un gradient important de succion dans la zone proche de la surface.

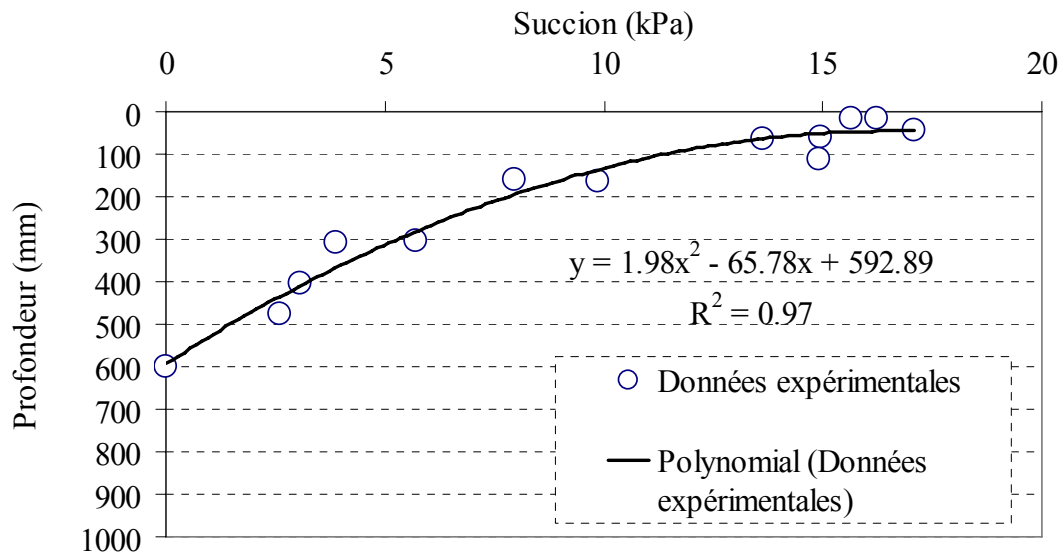


Figure I.18. Corrélation entre la succion et la profondeur pour un séchage (Ayad et al. 1997)

#### I.4.1.2 Température

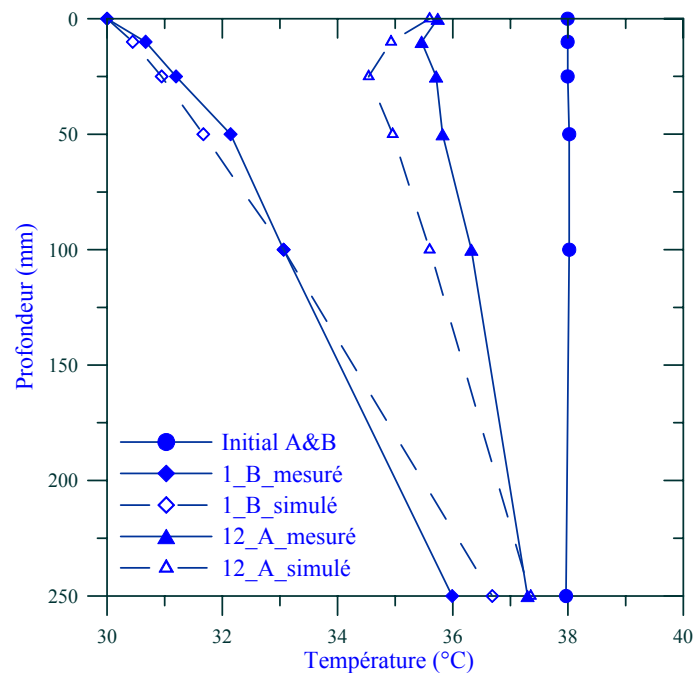


Figure I.19. Profils de température mesurés et simulés. Les numéros indiquent le nombre de jours après le lancement de l'essai (Wilson et al. 1994)

L'évolution du profil de température observée par Wilson et al. (1994) est présentée sur la Figure I.19 (l'expérimentation est présentée sur la Figure I.5). Les profils simulés sont également présentés sur cette figure. La simulation est basée sur les équations de transfert d'eau et d'énergie

en admettant quelques hypothèses telles que le squelette indéformable et le transfert par convection négligeable par rapport aux transferts par conduction et par diffusion.

Initialement, la température est homogène sur toute la hauteur. On observe une chute importante de température à la surface du sol juste un jour après le lancement de l'essai, de 38 à 30°C. Cette diminution importante est liée à la demande d'énergie importante pour l'évaporation, la chaleur latente. On observe également un profil linéaire de température, définissant un gradient de température relativement important : 6° C/ 250 mm.

Au jour  $t = 12$ , on observe deux phénomènes : d'abord un rapprochement du profil de température au profil initial, correspondant à une augmentation de température dans l'ensemble de la colonne, ensuite un déplacement vers le bas du point de la température la plus faible.

L'augmentation de température (à la surface, de 30 à 36°C ; au fond, de 36 à 37,5°C) est probablement le résultat d'une diminution du taux d'évaporation d'eau à la surface du sol. En effet, cette diminution entraîne logiquement une demande d'énergie plus faible pour l'évaporation, ce qui se traduit par une perte moins importante de la chaleur dans le sol.

Le deuxième phénomène est la descente du point de température la plus faible. Il indique une descente du front où la perte de la chaleur dans le sol est la plus importante, c'est-à-dire, la surface à laquelle le phénomène de vaporisation se produit. Cette surface d'évaporation correspond au front de séchage évoqué précédemment. En fait, après 12 jours, cette zone sèche reste encore mince, rendant la comparaison entre les profils de teneur en eau et les profils de température délicate.

#### I.4.2 Evolution de la teneur en eau durant l'évaporation dans le cas naturel

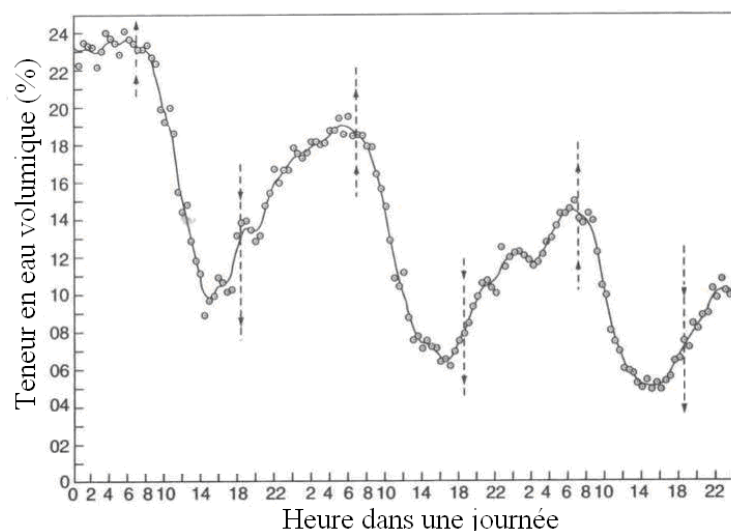


Figure I.20. Variation de la teneur en eau à la surface (0-5 mm) d'un terreau durant un essai de séchage (d'après Jackson 1973 cité par Hillel 2004)

La plus grande différence entre un essai in situ et un essai en laboratoire réside dans la variation journalière des conditions climatiques. En effet, la Figure I.20 montre une grande fluctuation de la

teneur en eau, de l'ordre de 10%, dans la couche proche de la surface. On observe tout de même une tendance générale de diminution de la teneur en eau durant le séchage.

La fluctuation observée est fortement liée au processus d'évaporation journalier. En effet, l'évaporation se produit pendant la journée, séchant la zone proche de la surface. Cela crée un gradient hydraulique vers le haut. Ainsi, la surface du sol est remouillée pendant la nuit par les flux de vapeur et de liquide provenant de la couche inférieure. Ceci explique les rebonds importants de la teneur en eau pendant la nuit.

Cette fluctuation significative implique le phénomène d'hystérésis dans la relation entre la succion et la teneur en eau. Mahfouf et Noilhan (1991) et van de Griend et Owe (1994) mettent également en évidence ce phénomène et demande la prudence dans l'utilisation de l'hypothèse d'une teneur en eau ou d'une succion constante pendant un jour. La comparaison des taux d'évaporation simulés dans deux cas différents, avec et sans hystérésis (d'après Hillel 1975 cité par Hillel 2004), montre que la prise en compte de l'hystérésis fait diminuer le taux de 33%.

## ***1.5 Paramètres influençant l'évaporation***

### *1.5.1 Paramètres physiques*

L'évaporation se produit à l'interface sol-atmosphère ; elle est donc influencée à la fois par les paramètres du sol et de l'air. On a observé dans la partie du processus d'évaporation que cette influence est non seulement sur la valeur du taux d'évaporation mais également sur son évolution (I.3).

D'autre part, il existe une interaction entre les différents paramètres. En effet, dans l'air, il est difficile de séparer l'influence des paramètres comme la vitesse du vent, la température, l'humidité relative et le rayonnement. Il est clair qu'un rayonnement intensif augmente la température de l'air et pourrait diminuer l'humidité relative ; une vitesse du vent importante pourrait, elle aussi, diminuer l'humidité relative de l'air. D'un autre côté dans le sol, l'étude sur l'évaporation potentielle (I.3) a montré une influence des propriétés géométriques de la surface du sol sur le taux d'évaporation ; l'étude sur l'albédo  $a$  a montré une dépendance de ce paramètre vis-à-vis de la teneur en eau du sol. On constate ainsi encore une fois une interaction forte entre les différents paramètres du sol.

Dans ce contexte, il est nécessaire d'étudier les principaux paramètres influençant le taux d'évaporation. Pour l'air, ils sont le rayonnement et la vitesse du vent. Pour le sol, c'est la teneur en eau.

Wang (2006) développe un dispositif expérimental spécifique, le wind-tunnel, pour étudier le phénomène d'évaporation. Ce dispositif est présenté sur la Figure I.8. L'emplacement pour le sol ou le bac d'eau se trouve à la position 7. L'expérimentation est réalisée deux fois avec une surface d'eau pour déterminer le taux d'évaporation potentiel. Le cas avec différentes colonnes de sol à différentes teneurs en eau est ensuite étudié. Pour ces deux types d'essais, on fait varier la vitesse du vent et le rayonnement.

La Figure I.21 présente la variation du taux d'évaporation potentiel (dans le cas d'une surface d'eau) en fonction de la vitesse du vent et du rayonnement net. La vitesse du vent varie entre 0 et 10 m/s et le rayonnement varie entre 0 et 600 W/m<sup>2</sup>. Un effet important des deux paramètres est observé. A titre d'exemple, à une vitesse du vent de 6 m/s, un rayonnement net de 600 W/m<sup>2</sup>

engendre un taux d'évaporation de 12,82 mm/jour, tandis qu'à une vitesse du vent de 6 m/s, un rayonnement net de 200 W/m<sup>2</sup> n'engendre qu'un taux de 9,44 mm/jour, soit 36% de moins. Quant à l'effet du vent, avec un rayonnement nul, quand on passe d'une vitesse de 4 à 8 m/s on obtient un taux d'évaporation double, de 6,89 à 12,61 mm/jour. Il paraît que l'effet du vent soit plus efficace que l'effet du rayonnement. De plus, au-delà d'une valeur relativement importante de la vitesse du vent (6 m/s) et du rayonnement (400 W/m<sup>2</sup>), on observe un effet combiné beaucoup plus important.

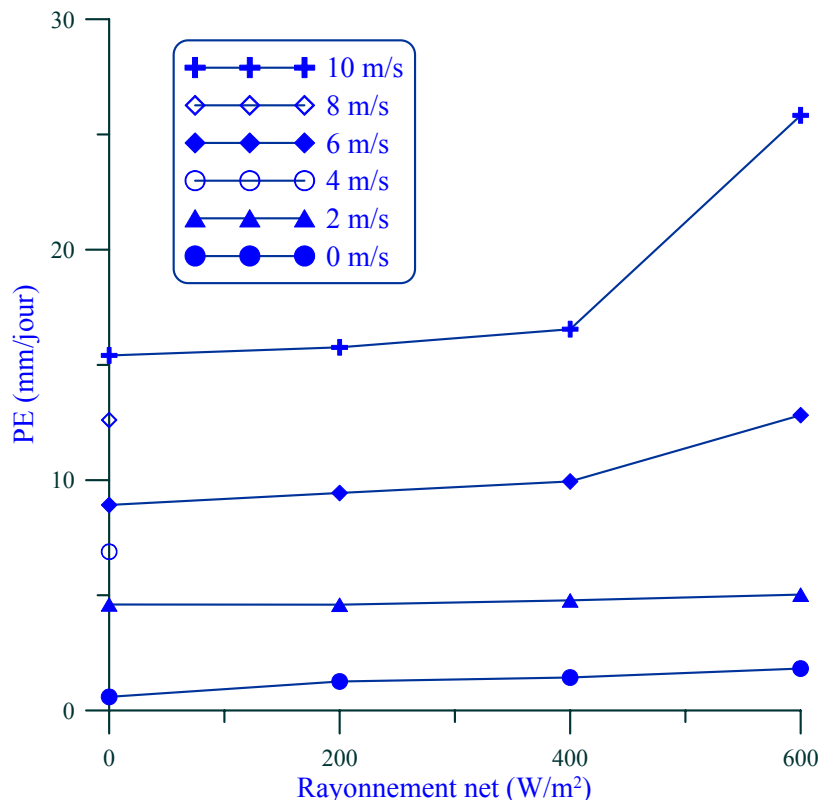


Figure I.21. Evaporation potentielle à différentes vitesses du vent et à différents rayonnements nets (à partir des données expérimentales de Wang 2006)

Le taux d'évaporation réel  $AE$  est étudié en faisant varier la teneur en eau du sol, la vitesse du vent et le rayonnement. Quatre vitesses du vent (0, 2, 6, 10 m/s) et quatre teneurs en eau (32,80, 30,23, 27,85, 25,77%) sont considérées. Le rayonnement est changé à la fin de chaque essai, de 0 à 600 W/m<sup>2</sup>. Les résultats sont présentés sur la Figure I.22.

De nouveau, on observe un effet important du vent sur le taux d'évaporation. La relation entre le taux d'évaporation et la vitesse du vent pour un sol donné et avec un rayonnement fixe est pratiquement linéaire. D'autre part, le déplacement vers le haut des courbes avec l'augmentation de la teneur en eau confirme que plus le sol est humide, plus le taux d'évaporation est grand. Ce phénomène peut être simplement expliqué par une capacité d'approvisionnement d'eau plus importante pour un sol plus humide. On note également que ces courbes s'écartent davantage quand la vitesse du vent est plus grande et/ou quand le rayonnement est plus important. Néanmoins, on pourrait regretter l'utilisation d'une petite gamme de variations de teneur en eau dans ces essais. De plus, ces valeurs sont assez grandes, ce qui explique pourquoi dans le cas avec

une teneur en eau de 32,80%, une vitesse du vent de 10 m/s et un rayonnement de 600 W/m<sup>2</sup>, la valeur de  $AE$  (23 mm/jour) trouvée est proche de la valeur de  $PE$  (26 mm/jour) mesurée.

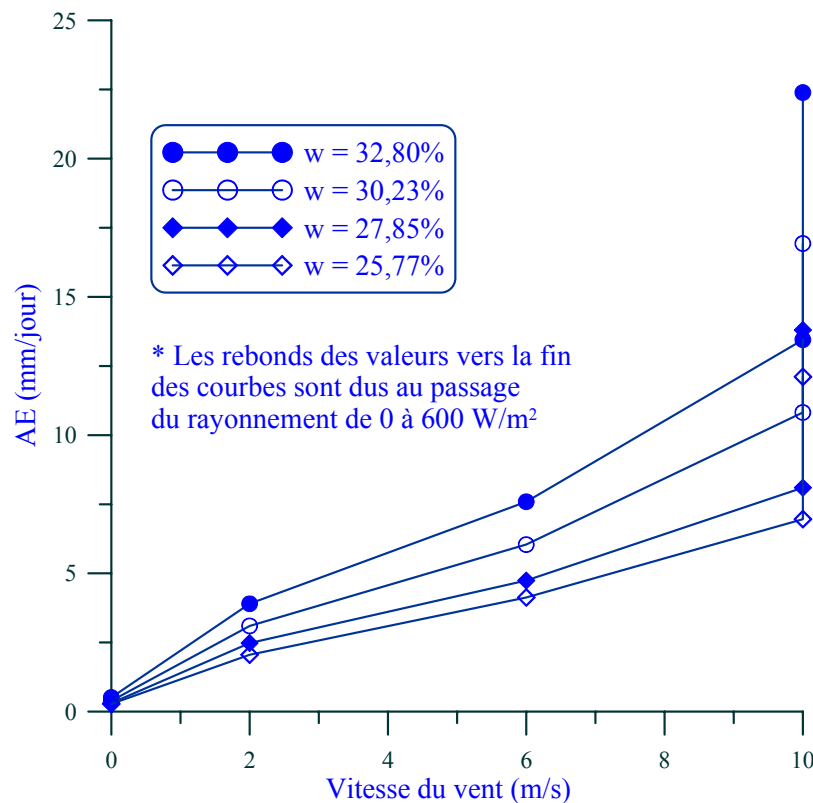


Figure I.22. Evaporation réelle à différentes vitesses du vent et différentes teneurs en eau (à partir des données expérimentales de Wang 2006)

En somme, le taux d'évaporation est proportionnel à la vitesse du vent, au rayonnement et à la teneur en eau du sol. Il est également proportionnel à la température de l'air. En revanche, l'humidité relative de l'air devrait présenter un effet inverse. On rappelle que ces paramètres sont interdépendants.

### I.5.2 Paramètres géométriques : fissures

Le séchage d'une argile entraîne souvent l'apparition des fissures à la surface du sol. La fissuration affecte réciproquement l'évaporation. En effet, la fissuration augmente considérablement la surface d'évaporation. L'eau peut s'évaporer à partir des surfaces de fissures. Cette augmentation peut tripler, voire quadrupler pour certains sols comme l'argile Houston Black (d'après Adams et Hanks 1964 cité par Ritchie et Adams 1974).

D'autre part, les nouvelles surfaces créées par la fissuration sont souvent plus humides que la surface initiale. Ainsi, elles pourraient contribuer majoritairement au taux d'évaporation total. La géométrie de fissures influence donc le taux d'évaporation de façon importante (Ritchie et Adams 1974). Selim et Kirkham (1970) font une comparaison et montrent qu'en condition de laboratoire, l'évaporation sur une surface avec des fissures de 6,6 mm de largeur augmente de 12 à 16% par rapport à une surface sans fissures. Avec des fissures de 19,1 mm de largeur, l'évaporation augmente de 30%.

Un autre résultat de laboratoire de Kuhn et Zornberg (2006) montre que le taux d'évaporation peut doubler (200%) avec la fissuration (Figure I.23). En effet, ils réalisent un essai avec deux colonnes de deux hauteurs différentes (200 mm et 40 mm) et avec un sol de même état initial. Les deux colonnes de sol sont soumises aux mêmes conditions atmosphériques. La différence entre ces deux colonnes réside dans l'introduction des vis à la surface de la colonne 1 pour restreindre la fissuration. Le rapport du taux d'évaporation de deux colonnes est calculé et présenté en fonction du temps (Figure I.23). On observe logiquement que dans la colonne 2, les fissures se développent jusqu'à une profondeur importante et ces fissures augmentent la surface d'évaporation qui est, en plus, plus humide.

D'autre part, on observe sur la Figure I.23 une diminution de ce rapport du taux d'évaporation avec le temps. Cette diminution est due à une profondeur plus faible de la colonne 2 (40 mm). Effectivement, une grande profondeur (200 mm) permet à la colonne 1 de maintenir l'évaporation plus longtemps tandis que la réserve dans la colonne 2 s'épuise plus tôt.

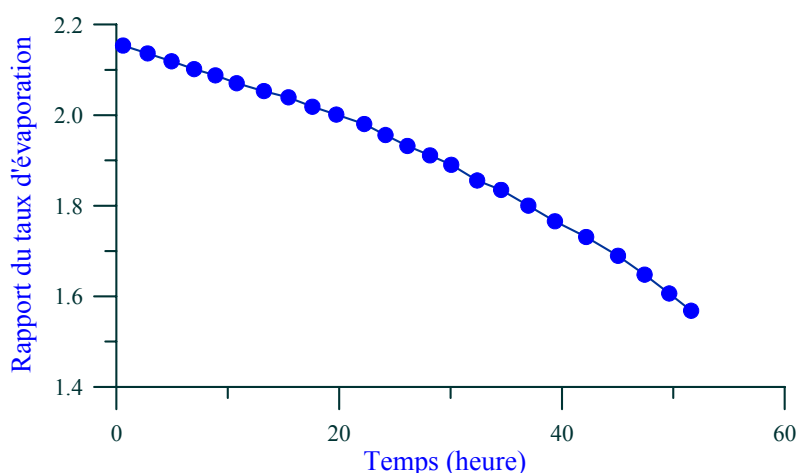


Figure I.23. Rapport du taux d'évaporation de deux colonnes de sol (Kuhn et Zornberg 2006)

L'expérimentation de Ritchie et Adams (1974) menée in-situ à l'aide d'un lysimètre (Figure I.11) a pour objectif de vérifier ces influences de la fissuration sur l'évaporation dans de vraies conditions. Afin d'étudier l'impact de la fissuration sur le taux d'évaporation total, ces auteurs utilisent un plastique pour couvrir la zone non fissurée et comparent le changement du taux d'évaporation. Ils observent que le taux d'évaporation diminue de 0,90 mm/jour à 0,65 mm/jour pendant les 5 premiers jours. Une fois la zone non fissurée couverte, le taux d'évaporation mesuré diminue de 0,65 mm/jour à 0,35 mm/jour. A l'évidence, cette évaporation provient de la fissure. En comparant ces valeurs, on remarque une contribution importante des fissures à l'évaporation totale (de 40 à 100%). De plus, cette contribution est plus importante vers la fin du processus d'évaporation quand le sol devient sec à la surface initiale. En effet, le profil de teneur en eau dans le sol présenté sur la Figure I.24 montre des valeurs beaucoup plus grandes dans la fissure que celle à la surface du sol. On note également la taille importante de la fissure, impliquant un taux d'évaporation notable à travers le réseau de fissures.



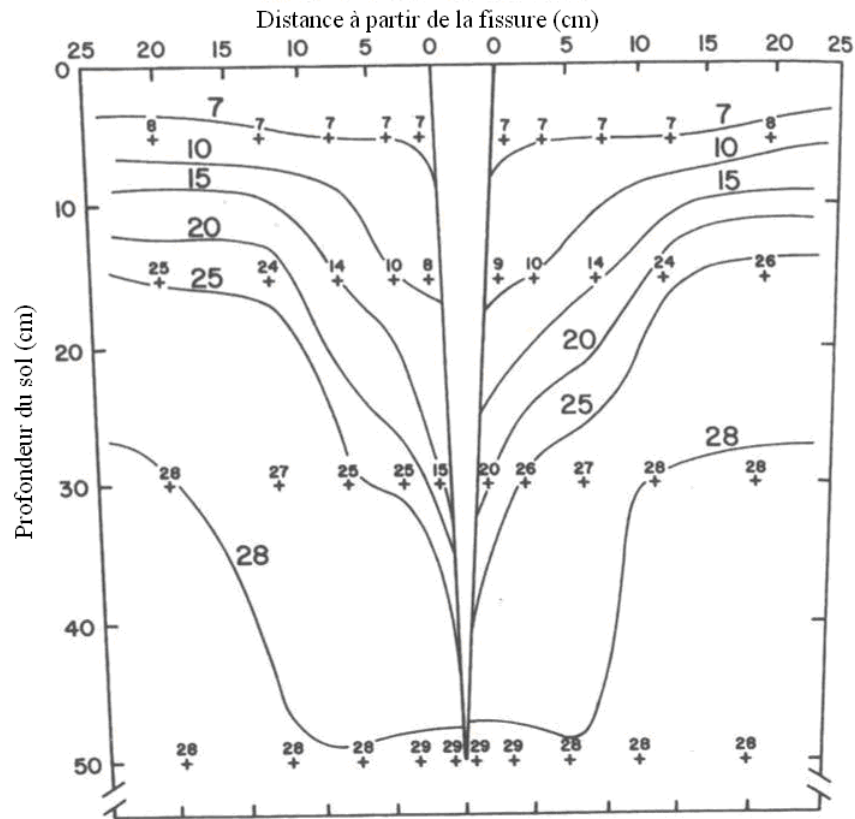


Figure I.24. Distribution de la teneur en eau en 2-D dans une fissure (100 mm de largeur et 550 mm de profondeur, (Ritchie et Adams 1974))

En conclusion, les résultats dans cette section montrent un impact important de la fissuration sur l'évaporation : la part d'évaporation liée aux fissures est loin d'être négligeable. La contribution des fissures peut même dépasser l'évaporation produite à la surface non fissurée.

#### ***I.6 Utilisation du bilan d'eau pour estimer le taux d'évaporation***

L'utilisation du bilan d'eau paraît dans un premier temps comme la méthode la plus simple pour la détermination du taux d'évaporation. Elle consiste à déterminer le taux d'évaporation en se basant sur la précipitation, l'infiltration et le stockage d'eau dans le sol. La Figure I.25 présente les différents composants du bilan d'eau dans la zone proche de la surface et ce bilan peut être exprimé par l'expression suivante (Blight 1997) :

$$P - (I_{\text{int}} + R_{\text{off}}) = AE + R_{\text{ech}} + \Delta S = AE + I_{\text{inf}} \quad [\text{I.1}]$$

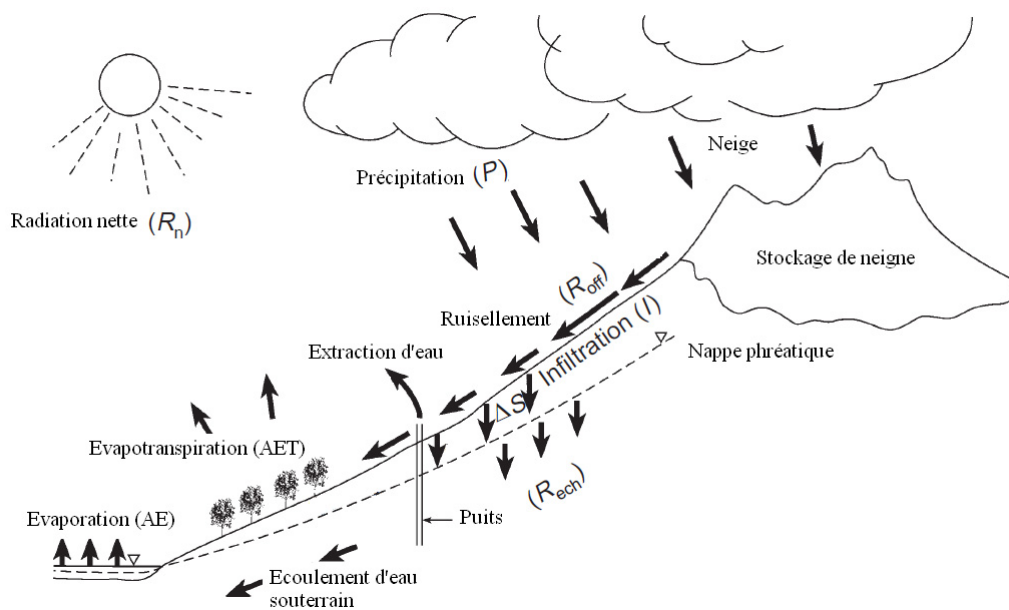


Figure I.25. Composants du bilan d'eau (Blight 1997)

Une partie de la précipitation  $P$  est interceptée par la végétation  $I_{int}$ , une autre partie  $R_{off}$  est emportée par le ruissellement et une dernière partie correspond à la source d'eau fournie au sol. A la surface du sol, une quantité d'eau  $AE$  s'évapore et une quantité  $I_{inf}$  s'infiltré dans le sol. L'infiltration fait augmenter le stockage d'eau  $\Delta S$  ainsi que le rechargement de la nappe phréatique  $R_{ech}$ .

Parmi les échanges à la surface du sol, les deux processus les plus importants sont l'infiltration et l'évaporation. Ces deux processus sont en réalité de nature différente. En effet, l'infiltration se produit en phase liquide tandis que l'évaporation se produit en phase vapeur. Ces deux processus font l'objet de beaucoup d'études dans la littérature. Néanmoins, si le mécanisme de l'infiltration est relativement bien connu, ce n'est pas le cas pour le mécanisme d'évaporation. Il est nécessaire de réaliser d'avantage d'études pour mieux comprendre ce mécanisme. On note également la difficulté dans la détermination du ruissellement qui dépend de plusieurs facteurs comme la tomographie, les propriétés du sol à la surface, l'intensité de la précipitation etc.

A cause des difficultés de déterminer le ruissellement et l'infiltration, la méthode du bilan d'eau est souvent difficile à utiliser dans le cas de grande échelle où on possède en général peu de données.

### ***I.7 Utilisation du bilan d'énergie pour estimer le taux d'évaporation***

Le bilan d'énergie permet de déterminer le flux de chaleur latente ( $L_e$ ). Ce dernier est en rapport direct avec la quantité d'eau évaporée via la chaleur latente de vaporisation ( $L_v$ ).

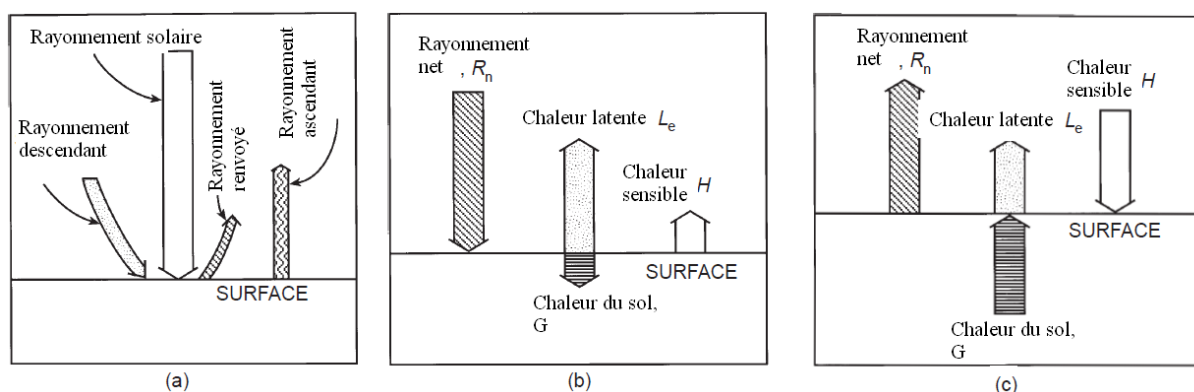


Figure I.26. Différents composants du bilan d'énergie (d'après Tanner 1968 cité par Hillel 2004)

Comme l'indique la section I.1, l'énergie est la source pour le processus d'évaporation et cette énergie provient majoritairement du soleil. Cette source d'énergie sert à chauffer le sol, l'air et à l'évaporation d'eau à la surface du sol. Le bilan d'énergie peut être exprimé par l'expression suivante (Blight 1997) :

$$R_n = G + H + L_e \quad [I.2]$$

où  $R_n$  est le rayonnement net,  $G$  est le flux de chaleur dans le sol,  $H$  est le flux de chaleur dans l'air et  $L_e$  est la chaleur latente, la chaleur pour l'évaporation. Les valeurs typiques de ces composants sont présentées sur la Figure I.27, mesurées par Blight (1997) pendant deux jours consécutifs à l'aide d'une station météorologique de Campbell Scientifique. Les chutes de  $R_n$  sont dues aux passages de nuages. On observe une bonne distinction entre le jour et la nuit où tous les quatre composants sont pratiquement nuls. Pendant la journée, on observe qu'une part importante du rayonnement solaire sert à l'évapotranspiration : les flux de chaleurs dans le sol et dans l'air sont minimales par rapport au rayonnement solaire et à la chaleur latente. Cette remarque changerait dans le cas où l'évaporation est presque impossible comme sur une surface de béton sec. Dans ce cas-là, le flux de chaleur dans le béton devrait être proche du rayonnement solaire.

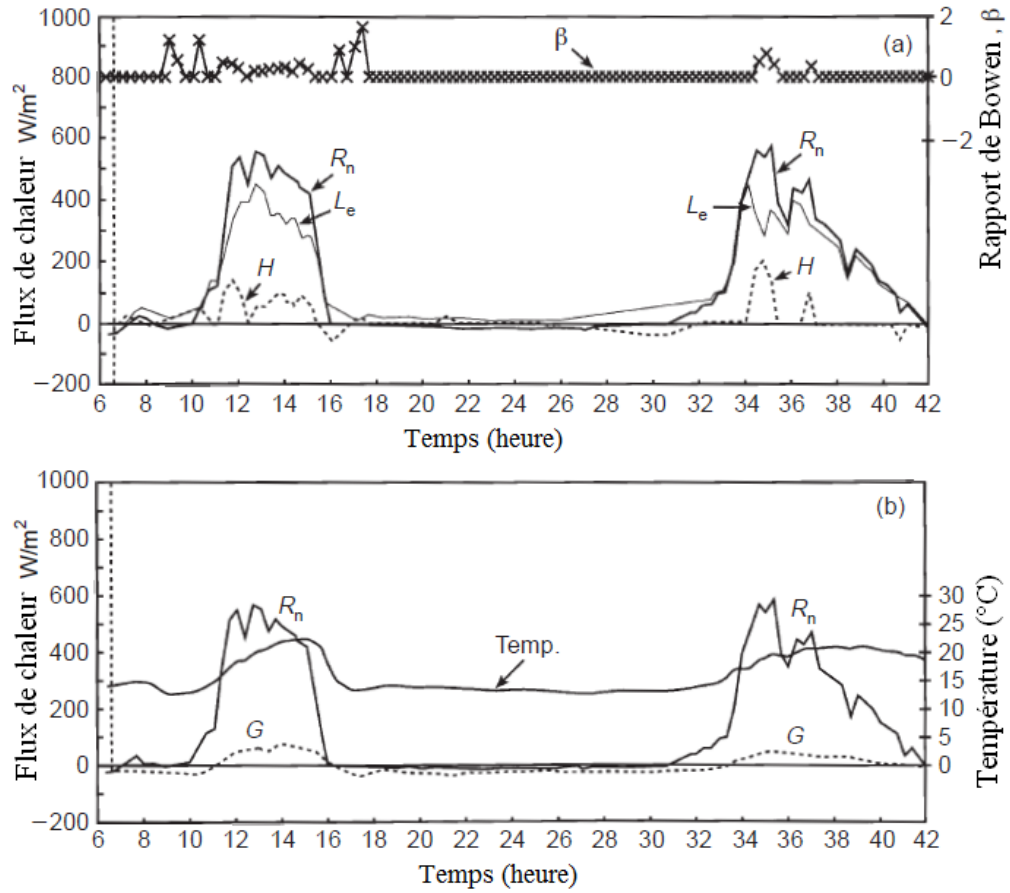


Figure I.27. Valeurs typiques des composants dans le bilan d'énergie (Blight 1997)

La détermination par calcul de ces composants est détaillée dans les sections suivantes.

### I.7.1 Flux de rayonnement net

Le rayonnement net est défini comme la quantité d'énergie adsorbée par l'interface sol-atmosphère (Brutsaert 1988) :

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = (1 - a)R_s + (\epsilon_s R_{nl} - R_{nu}) = (1 - a)R_s - \epsilon_s \sigma T_s^4 + \epsilon_s \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad [I.3]$$

Où  $R_{ns}$  est le rayonnement net des courtes ondes,  $R_{nl}$  est le rayonnement net des longues ondes ou le rayonnement atmosphérique,  $R_{nu}$  est le rayonnement sortant des longues ondes de la surface,  $R_s$  est le rayonnement global de courtes ondes,  $a$  est l'albédo,  $T_a$  est la température de l'air,  $T_s$  est la température du sol,  $\epsilon_s$  est l'émissivité du sol et  $\epsilon_a$  est l'émissivité de l'air.

#### I.7.1.1 Rayonnement global de courtes ondes $R_s$

Ce rayonnement est le flux radiant provenant directement du rayonnement solaire. La longueur des ondes est comprise entre 0,1 et 4,0  $\mu m$  et son énergie, avant d'entrer dans l'atmosphère, est d'environ 1395  $W/m^2$  (Brutsaert 1988). La valeur de  $R_s$  peut être mesurée facilement par un radiomètre. Faute de mesures, le rayonnement  $R_s$  peut être estimé en utilisant différentes méthodes, comme par exemple la méthode de Prescott (1940) d'après Brutsaert (1988) :

$$R_s = R_{se} (a + b(n/N)) \quad [I.4]$$

Où  $a$  et  $b$  sont des constantes fonction de la position, de la saison et des conditions atmosphériques,  $n/N$  est le rapport d'heures d'ensoleillement dans une journée,  $R_{se}$  correspond à la valeur du rayonnement constant :  $1395 \text{ W/m}^2$  à l'équateur.  $a$  peut être pris égal à 0,25 et  $b$  à 0,50. A Paris (longitude est de  $2^\circ$  et latitude est de  $48^\circ$ ),  $R_{se}$  est égal à  $288 \text{ W/m}^2$ , qui est deux fois plus petit que  $R_{se}$  à l'équateur.

#### I.7.1.2 Albédo $a$

L'albédo  $a$  représente le pourcentage de la quantité d'énergie reflétée dans l'air par le sol. Il dépend de la texture, de la couleur, de la composition et surtout de l'état d'humidité du sol. Ce paramètre est également fonction des propriétés des ondes comme leurs longueurs et leurs angles incidents à la surface du sol.

La formule simple suivante est souvent utilisée pour estimer l'albédo  $a$  en fonction de la teneur en eau volumique du sol (d'après van Bavel et Hillel 1976 cité par Saito et al. 2006) :

$$a = 0,25 \text{ pour } \theta_s < 0,1$$

$$a = 0,10 \text{ pour } \theta_s \geq 0,25$$

$$a = 0,35 - \theta_s \text{ pour } 0,1 \leq \theta_s < 0,25$$

Notons que Passerat de Silans (1986) propose une autre formule similaire pour l'estimation de l'albédo  $a$ .

Comme l'albédo dépend de l'angle incident du rayonnement, sa valeur change durant la journée. Néanmoins, une valeur moyenne est souvent utilisée dans les analyses (Gao 2006). Les valeurs moyennes pour différentes surfaces sont présentées dans le Tableau I-2

Tableau I-2. Valeurs moyennes de l'albédo  $a$  (Gao 2006)

La nature de la surface	Albédo $a$
L'eau profonde	0,04 – 0,08
Sol humide et foncé, champ labouré	0,05 – 0,15
Sol gris, champ nu	0,15 – 0,25
Sol sec, désert	0,20 – 0,35
Sable clair, chaud	0,30 – 0,40
Herbe verte et végétations courtes	0,15 – 0,25
Herbe sèche, chaume	0,15 - 0,20
Prairie sèche, savane	0,20 – 0,30
Forêt de conifères	0,10 – 0,15
Forêt à feuilles caduques	0,15 – 0,25
Forêt avec neige fonte	0,20 – 0,30
Couvert de neige âgée et sale	0,35 – 0,65
Couvert de neige propre et stable	0,60 – 0,75
Neige fraîche et sèche	0,80 – 0,90

On observe que la valeur est grande (0,80 – 0,90) pour une surface de neige âgée (la glace), petite pour une surface d'eau (inférieure à 0,1). Ces deux valeurs permettent l'explication du phénomène de fonte de la banquise qui est accéléré en ce moment aux pôles. En effet, la neige reflète majoritairement l'énergie du soleil tandis que la surface d'eau adsorbe presque 100% cette énergie, impliquant une accélération conséquente de la fonte de la banquise et une augmentation de la surface d'eau de mer.

Quant au sol, comme une surface humide ayant une couleur foncée ( $a = 0,1$ ) adsorbe plus de rayonnements qu'une surface claire ( $a = 0,3$ ), la surface humide présente logiquement une évaporation plus importante.

#### I.7.1.3 Rayonnement des longues ondes ou terrestre

Le rayonnement des longues ondes est le flux radiant résultant de l'émission des gaz atmosphériques et de la terre et/ou de la surface d'eau de la terre. Comme toutes les matières sur terre et celles autour ont une température beaucoup plus faible que celle du soleil, la radiation émise par ces matières a une longueur d'ondes beaucoup plus grande que celle du soleil. Elle est comprise entre 4 et 100  $\mu\text{m}$ .

##### A. Rayonnement ascendant des longues ondes

L'émissivité du sol nu peut s'exprimer en fonction de la teneur en eau volumique (d'après van Bavel et Hillel 1976 cité par Saito et al. 2006) :

$$\varepsilon_s = \min(0,90 + 0,18 \times \theta_s ; 1,0)$$

où  $\theta_s$  est la teneur en eau volumique du sol.

Cette formule indique une émissivité de 0,9 pour un sol sec et de 0,98 pour un sol saturé à  $\theta_s = 0,45$ . Certaines valeurs sont présentées dans le Tableau I-3.

Tableau I-3. Valeurs d'émissivité de quelques surfaces (Brutsaert 1988)

Nature de la surface	Emissivité
Sol nu (minéral)	0,95 – 0,97
Sol nu (organique)	0,97 – 0,98
Végétation d'herbes	0,97 – 0,98
Végétation d'arbre	0,96 – 0,97
Neige (âgée)	0,97
Neige (fraîche)	0,99

##### B. Rayonnement descendant des longues ondes

Les formules de calcul utilisées pour estimer le rayonnement descendant des longues ondes sont majoritairement empiriques. Brutsaert (1988) présente une dizaine de formules différentes dont la plus simple est la suivante :

$$\varepsilon_a = 1,24 \left( \frac{P_{va}}{T_a} \right)^{1/7} \quad [I.5]$$

où  $P_{va}$  est la pression de vapeur d'eau de l'air (mb) et  $T_a$  est la température de l'air (K).

Selon Idso (1981 d'après Saito et al. 2006), l'émissivité de l'air peut être calculé avec :

$$\varepsilon_a = 0,70 + 5,95 \times 10^{-5} P_{va} \exp(1500/T_a) \quad [I.6]$$

où la pression de vapeur d'eau de l'air  $P_{va}$  est exprimée en kPa.

### I.7.2 Flux de chaleur dans l'air

Le flux de chaleur dans l'air est lié au gradient de température (Cui et al. 2005) :

$$H = -\lambda_a \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{air} \quad [I.7]$$

On note qu'il existe une discontinuité du gradient de la température à la surface de sol (Cui et al. 2005) :

$$\left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{air} \neq \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{sol}$$

Le flux de chaleur sensible  $H$  peut s'écrire comme suit (Blight 1997) :

$$H = -\rho_a C_a k_H \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{air} \quad [I.8]$$

On note que le gradient de température peut être lié à une perte de chaleur à la surface du sol en raison de l'évaporation engendrant une température plus faible à la surface du sol. Ce flux de chaleur ne concerne donc qu'une hauteur limitée de l'atmosphère (Musy et Higy 2004).

### I.7.3 Flux de chaleur latente

Ce flux correspond à l'énergie pour l'évaporation. Il est dû au gradient de pression de vapeur d'eau proche de la surface. Il inclut plusieurs paramètres et il dépend également de la température. La formule de calcul est (Blight 1997) :

$$L_e = \frac{L_v \rho_a \varepsilon D_{vap}}{P} \frac{\partial P_{va}}{\partial y} \quad [I.9]$$

où  $L_v$  est la chaleur latente de vaporisation,  $\rho_a$  est la masse moléculaire de l'air humide,  $\varepsilon$  est le rapport du poids moléculaire de l'eau et celui de l'air,  $\varepsilon = 0,622$ ,  $D_{vap}$  est le coefficient de diffusion de la vapeur dans l'air,  $P$  est la pression atmosphérique,  $P_{va}$  est la pression de vapeur d'eau dans l'air.

### I.7.3.1 Chaleur latente de vaporisation $L_v$

« On appelle chaleur latente massique de vaporisation d'un corps pur à la température  $T$  la variation d'enthalpie de l'unité de masse de ce corps passant de l'état liquide à l'état gazeux sous pression constante à la température  $T$ . Or on sait que la variation d'enthalpie d'un système représente la quantité de chaleur fournie quasi statiquement à pression constante » (Bertin et al. 1976).

La chaleur latente de vaporisation (J/kg) est uniquement fonction de la température. Elle est calculée avec la formule de Regnault :

$$L_v = 4,186 \times 10^3 \times (607 - 0,7 \times T) \quad [\text{I.10}]$$

Où  $T$  est la température en °C. Cette formule s'applique dans la gamme de température de 100°C à 200°C. Pour une gamme plus large, ces auteurs Bertin et al. (1976) proposent d'introduire les termes de  $T^2$ .

Frelin (1998) propose une autre formule simple pour une gamme de température plus large, entre 0 et 180 °C :

$$L_v = 4,186 \times 10^3 \times (597,5 - 0,592 \times T) \quad [\text{I.11}]$$

Où  $T$  est aussi la température en °C et  $L_v$  est en J/kg.

### I.7.3.2 Coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air

En se basant sur les données de Krischer et Rohnlalter (1940), de Vries (1963) et Philip et de Vries (1957) proposent la formule suivante pour calculer le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau  $D_{vap}$  ( $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) :

$$D_{vap} = \frac{17,6}{P} \left( \frac{T}{273} \right)^{2,3} = 4,42 \times 10^4 T^{2,3} / P \quad [\text{I.12}]$$

Où  $P$  (mmHg) est la pression totale, qui est prise égale à la pression atmosphérique dans la plupart des cas,  $P = 760$  mmHg ;  $T$  est la température absolue (°K) dans la gamme de 20 à 70°C.

Cette formule est améliorée plus tard par de Vries (1987) :

$$D_{vap} = D_0 (P_0 / P) (T / T_0)^{1,88} \quad (\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}) \quad [\text{I.13}]$$

Où  $P_0 = 101325$  Pa,  $T_0 = 273,16$  °K et  $D_0 = 21,7 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

La formule de de Vries (1963) est reprise par Wilson (1990) sous la forme suivante :

$$D_{vap} = 5,82 \times 10^{-11} \times T^{2,3} \quad (\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}) \quad [\text{I.14}]$$



Après différentes analyses, Wilson (1990) propose d'utiliser une autre formule de Kimball et al. (1976) :

$$D_{vap} = 0,299 \times 10^{-4} \times (1 + T/273)^{1,75} \text{ (m}^2 \cdot \text{s}^{-1}\text{)} \quad [\text{I.15}]$$

où  $T$  est la température absolue (°K).

On note que la formule [I.15] est également utilisée par plusieurs autres auteurs (Camillo et al. 1983; Kondo et al. 1990).

#### I.7.3.3 Rapport de Bowen

Le bilan d'énergie comprend quatre composants et il est possible d'établir des rapports entre eux comme le rapport de Bowen (1926), entre le flux de chaleur sensible dans l'air  $H$  et le flux de chaleur latente  $L_e$ . En supposant que  $k_H = D_{vap}$ , ce rapport peut s'exprimer comme :

$$\beta = \frac{H}{L_e} = \frac{PC_a(T_1 - T_2)}{L_v \varepsilon (P_{va1} - P_{va2})} \quad [\text{I.16}]$$

En utilisant le bilan d'énergie [I.2], on obtient :

$$L_e = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \text{ et } H = \beta L_e$$

Notons que ce rapport est initialement développé pour le cas d'un lac à l'état d'équilibre stationnaire. En étudiant trois situations de vent différentes, une formule simplifiée est proposée (Bowen 1926) :

$$\beta = 0,46 \left( \frac{T_s - T_a}{P_{vs} - P_{va}} \right) \frac{P}{760} \quad [\text{I.17}]$$

A titre d'exemple : avec  $T_w = 20^\circ\text{C}$ ,  $T_a = 15^\circ\text{C}$ , l'humidité relative  $h_a = 50\%$  et  $P = 760 \text{ mmHg}$ , on a  $\beta = 0,21$ .

#### I.7.4 Flux de chaleur du sol

Le flux de chaleur du sol  $G$  peut être mesuré directement par des plaques de chaleur (Cui et Zornberg 2008). Il peut être également déduit des mesures de température et de teneur en eau. On présente ici quelques méthodes de mesure indirecte.

##### I.7.4.1 Méthode du gradient de température

Le flux de chaleur du sol est défini par l'expression suivante :

$$G = \lambda \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{sol} \quad [\text{I.18}]$$

La conductivité thermique  $\lambda$  du sol représente la facilité de la propagation de la chaleur par conduction thermique. Elle dépend des fractions volumiques de ses composants tels que l'eau, l'air et les solides et des propriétés thermiques de chaque composant. Le Tableau I-4 présente les valeurs de conductivité thermique et de capacité thermique spécifique de différentes matières, ensemble avec les masses volumiques de ces matières.

Tableau I-4. Propriétés thermiques et densités de différentes matières (de Vries 1963)

Substance	$\lambda$ (J.m <sup>-1</sup> .sec <sup>-1</sup> .°K <sup>-1</sup> )	$C$ (J.m <sup>-3</sup> .°K <sup>-1</sup> )	$\rho_s$ (Mg.m <sup>-3</sup> )
Quartz	8,790	2,01x10 <sup>6</sup>	2,66
Minéraux argileux	2,930	2,01x10 <sup>6</sup>	2,65
Matière organique	0,251	2,51x10 <sup>6</sup>	1,3
Eau	0,573	4,19x10 <sup>6</sup>	1,00
Glace	2,176	1,88x10 <sup>6</sup>	0,92
Air	0,025	1,26 x10 <sup>3</sup>	0,00125

Le coefficient de conductivité thermique  $\lambda$  du sol dépend non seulement de la fraction des composants du sol, il dépend également des modes d'occupation de ces composants dans le sol. Afin de simplifier la description, de Vries (1963) utilise deux hypothèses : 1.) les grains solides sont de forme ellipsoïdale, et 2.) il y a un espace suffisant entre les grains pour éviter toutes interférences thermiques. Si les axes principaux  $a$ ,  $b$ ,  $c$  des grains ellipsoïdaux sont orientés d'une manière aléatoire, on a :

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^N f_i x_i \lambda_i}{\sum_{i=0}^N f_i x_i} \text{ ou } \lambda = \frac{f_s \theta_s \lambda_s + f_w \theta_w \lambda_w + f_a \theta_a \lambda_a}{f_s \theta_s + f_w \theta_w + f_a \theta_a} \quad [\text{I.19}]$$

avec

$$f_i = \frac{1}{3} \sum_{a,b,c} \left( 1 + \left( \frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_a \right)^{-1} \quad [\text{I.20}]$$

$$g_a = \frac{1}{2} abc \int_0^\infty \frac{du}{(a^2 + u)^{3/2} (b^2 + u)^{1/2} (c^2 + u)^{1/2}} \quad [\text{I.21}]$$

Où  $\lambda_s$ ,  $\lambda_w$ ,  $\lambda_a$  sont les coefficients de conductivité thermique des solides, de l'eau et de l'air respectivement,  $N$  est le nombre de types de grains.

$f_i$  est le rapport du gradient de température moyen dans les grains à celui du milieu continu.  $f_i$  dépend du rapport  $\lambda_i/\lambda_0$ , de la dimension, de la forme des grains et des positions relatives des grains. Selon les deux hypothèses de de Vries (1963),  $f_i$  dépend seulement de la forme et de l'orientation des grains ainsi que du rapport  $\lambda_i/\lambda_0$ .

$g_a$ ,  $g_b$  et  $g_c$  sont appelés les facteurs de dépolarisation de l'ellipsoïde dans les directions des axes  $a$ ,  $b$  et  $c$  respectivement.  $g_a$ ,  $g_b$ ,  $g_c$  dépendent de la forme de l'ellipsoïde. La somme de ces trois quantités est égale à l'unité :

$$g_a + g_b + g_c = 1$$

Ainsi pour des grains sphériques, on a  $g_a = g_b = g_c = 1/3$ .

L'erreur due à ces hypothèses est souvent inférieure à 10% pour un sol humide. Pour un sol sec, il est important d'introduire dans l'équation de  $\lambda$  un coefficient de correction de 1,25 (de Vries 1963).

On trouve dans la littérature plusieurs autres développements visant à prendre en compte l'influence de la vapeur d'eau et à établir des corrélations entre le facteur de dépolariation  $g$  et la teneur en eau (de Vries 1963; Jame 1977; van de Griend et O'Neill 1986).

#### I.7.4.2 Méthodes de calorimétrie

Le flux de chaleur peut être déterminé à travers les changements du stockage de chaleur dans le sol.

$$G_{H1} - G_{H2} = \int_{z_1}^{z_2} C_s(z) \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad [I.22]$$

Où  $G_{H1}$  et  $G_{H2}$  sont les flux de chaleur au niveau  $z_1$  et  $z_2$ , respectivement. Le niveau  $z_1$  correspond à la surface tandis que le niveau  $z_2$  est à une certaine profondeur dans le sol où le terme  $G_{H2}$  est connu. Si  $z_2$  est suffisamment grand,  $G_{H2}$  est négligeable ; dans le cas contraire,  $G_{H2}$  peut être calculé en utilisant le gradient de température.

#### I.7.4.3 Méthode « force restore »

Cette méthode est basée sur un modèle de sol composé de 2 couches : la couche supérieure est thermiquement active, tandis que la couche inférieure est thermiquement inactive :

$$G(t) = \Delta z \times C \times \frac{\partial T}{\partial t} + \left( \frac{\omega \times C \times \lambda}{2} \right)^{0.5} \left( \frac{1}{\omega} \frac{\partial T}{\partial t} + T(t) - \bar{T} \right) \quad [I.23]$$

Où  $T$  est la température de la couche mince supérieure, qui est approximativement égale à celle de la surface.  $\bar{T}$  est la température moyenne de la couche inférieure.  $\omega$  est une constante de fréquence, égale à  $2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$ .

La question centrale de cette méthode est sur le choix de l'épaisseur de la couche inférieure. Stull (1988) d'après Liebethal et Foken (2007) propose la formule suivante pour calculer cette épaisseur :

$$\Delta z = \sqrt{\frac{\lambda \omega}{2C}} \quad [I.24]$$

#### I.7.4.4 Relations empiriques

Dans les relations empiriques, le flux  $G$  est estimé en rapport avec les autres termes du bilan d'énergie.

**A.  $G$  en rapport linéaire avec  $H$**

$$G = c_h H \quad [I.25]$$

où  $c_h$  est une constante. Kasahara et Washington (1971 d'après Brutsaert 1988) prennent  $c_h = 1/3$ . Cellier et al. (1996) proposent d'introduire l'effet du vent dans cette relation :

$$G(t) = \delta \frac{\alpha}{\sqrt{u}} \frac{\cos(\omega t + \varphi(G_0))}{\cos(\omega t + \varphi(H))} H(t) \quad [I.26]$$

où  $\delta$  est l'intégral du rapport  $\cos(\omega t + \varphi(G_0)) / \cos(\omega t + \varphi(H))$  sur une journée,  $\omega$  est la fréquence correspondant à la période de 24h ( $\omega = 2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$ ) et  $\varphi$  est le déphasage entre le flux respectif et  $R_n$ ; la valeur de  $\alpha$  est fonction du type de sol.

Liebenthal et Foken (2007) améliorent cette formule en considérant que  $\alpha$  doit dépendre seulement de la teneur en eau du sol. Ils proposent une corrélation avec la valeur moyenne des teneurs en eau volumiques sur les 10 premiers centimètres de la surface  $\overline{\theta_{0-10}}$  :

$$\alpha = a_\alpha \overline{\theta_{0-10}} + b_\alpha \quad [I.27]$$

où  $a_\alpha = 9,62$  et  $b_\alpha = 0,402$  sont trouvés par régression. A noter que cette approche est employée seulement pour la journée.

**B.  $G$  est estimé avec la radiation nette**

$$G = c_R R_n \quad [I.28]$$

où  $c_R$  est une constante qui fait l'objet de plusieurs études. Sa valeur varie de 0,10 à 0,50 (Liebenthal et Foken 2007). Selon Brutsaert (1988),  $c_R = 0,3$  est un bon compromis pour un sol nu. Liebenthal et Foken (2007) définissent une valeur de 0,14 pour leurs essais. En réalité, ce paramètre varie fortement durant la journée et pendant la nuit. Il peut même changer de signe. Des calages spécifiques paraissent nécessaires pour des moments critiques de la journée.

**C. La relation linéaire simple est améliorée en ajoutant les termes du temps (Liebenthal et Foken 2007) :**

$$G(t) = a R_n (t + \Delta t_G) + b \quad [I.29]$$

où  $a$ ,  $b$  et  $\Delta t$  sont des paramètres de calage. Afin de faciliter le calage de ces paramètres, Santanello Jr et Friedl (2003) proposent une approche universelle :

$$G(t) = A \cos[2\pi(t + 10800)/B] R_n(t) \quad [I.30]$$

où  $t$  est le temps en s ; les deux paramètres  $A$  et  $B$  sont liés à la température à la surface et ils sont à déterminer en utilisant les données expérimentales (Liebenthal et Foken 2007) :

$$A = 0,0074 \times (\Delta T_s) + 0,088$$

$$B = 1729 \times (\Delta T_s) + 65013$$

#### I.7.4.5 Solution analytique pour les cas simplifiés

Dans certains cas simples de transfert de chaleur, la résolution de l'équation de transfert de chaleur donne directement le profil de température (Brutsaert, 1988) :

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial t} = D_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad [I.31]$$

Où  $D_T$  est la diffusivité thermique.

#### I.7.4.6 Comparaison des méthodes

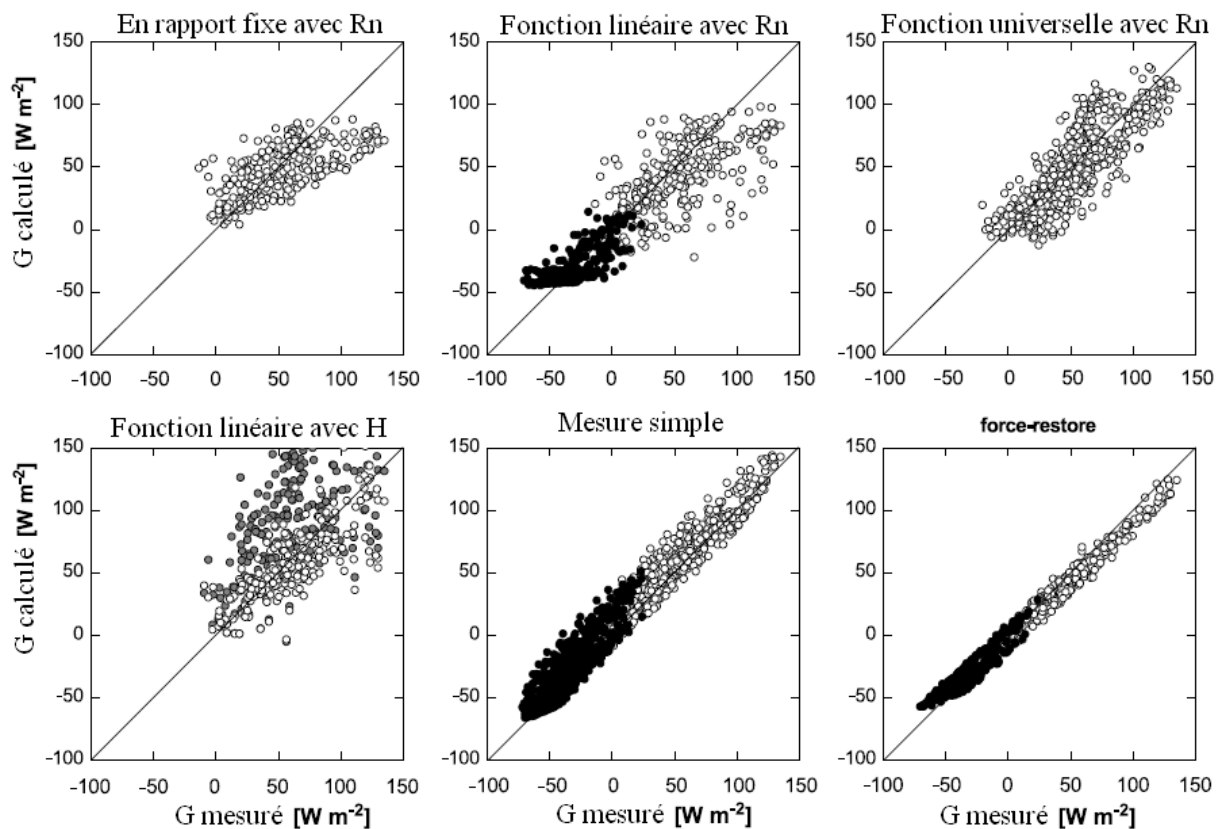


Figure I.28. Comparaison des différentes méthodes (Liebethal et Foken 2007)

Une évaluation de ces différentes méthodes est réalisée par Liebethal et Foken (2007) et le résultat est présenté sur la Figure I.28. On observe une bonne pertinence de la méthode « *force restore* ». Il est important de rappeler que cette méthode demande une bonne détermination de la frontière entre les deux couches dites thermiquement active et inactive. De plus, les méthodes utilisant les rapports  $G/H$  et  $G/R$  donnent également des résultats satisfaisants, surtout la méthode avec le rapport  $G/R$ .

En comparaison avec la méthode du bilan d'eau, la méthode du bilan d'énergie est bien plus praticable. En revanche, cette dernière méthode inclut un nombre de paramètres importants. Ces paramètres concernent à la fois l'air et le sol. Comme la méthode du bilan d'eau, la méthode du

bilan d'énergie est aussi difficile à utiliser sur une grande surface, à l'échelle régionale par exemple.

### ***1.8 Utilisation des méthodes aérodynamiques pour estimer le taux d'évaporation***

Les méthodes aérodynamiques utilisent les paramètres de l'air et du sol pour calculer directement le taux d'évaporation qui peut être une valeur moyenne sur une longue période, une semaine ou un mois, ou une valeur instantanée. Les formules proposées sont généralement empiriques ou semi-empiriques.

#### ***1.8.1 Vent***

Comme indiqué dans la partie précédente (I.1), le vent est essentiel dans le processus d'évaporation. En effet, lors de l'évaporation, l'air au voisinage de la surface du sol serait saturé rapidement, ralentissant l'évaporation. Le vent apporte l'air plus sec et l'évaporation est accélérée. On note que la turbulence du vent favorise cet échange entre l'air sec et l'air humide (Musy et Higy 2004).

L'étude de la morphologie du vent s'avère être compliquée. Ainsi les approches proposées sont souvent empiriques et même discutables (Brutsaert 1988). Comme d'autres grandeurs physiques de l'air telles que la température et l'humidité relative, la vitesse du vent est souvent supposée être une fonction logarithmique de la hauteur  $z$  (d'après Prandtl 1932 cité par Brutsaert 1988 et d'après Charnock 1955). Une approche plus théorique est basée sur l'analyse de dimensionnement et elle est exprimée par l'expression suivante (Brutsaert 1988) :

$$\frac{u_*}{z \left( \overline{du/dz} \right)} = \kappa \quad [\text{I.32}]$$

où  $\kappa$  est la constante adimensionnelle de Von Karman et égal à 0,40 ;  $u_*$  (m/s) est la vitesse de frottement traduisant le frottement dû aux turbulences de l'air au-dessus de la surface du sol. Elle est définie comme suit :

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_f} \quad [\text{I.33}]$$

où  $\tau$  (Pa) est la contrainte de cisaillement et  $\rho_f$  (kg/m<sup>3</sup>) est la masse volumique du fluide.

En intégrant l'équation [I.32] de  $z_{0m}$  à  $z$ , on obtient :

$$\overline{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_{0m}} \right) \quad [\text{I.34}]$$

Avec  $z_{0m}$ , une constante d'intégration dont la dimension est celle d'une longueur.  $z_{0m}$  est considéré comme le paramètre de rugosité de vitesse. On note qu'à la hauteur  $z_{0m}$ , la vitesse est nulle.  $z_{0m}$  est souvent calculé à travers la rugosité intrinsèque de surface  $z_0$ .

### I.8.2 Rugosités de surface

Il existe plusieurs paramètres de rugosités de surface ; parmi eux, on cite d'abord la longueur de rugosité de surface  $z_0$  qui est un paramètre intrinsèque du sol (Brutsaert 1988). Ensuite, pour le calcul de la vitesse du vent, le taux d'évaporation et l'échange de chaleur à la surface, la rugosité de vitesse  $z_{0m}$  et les rugosités scalaires  $z_{0v}$  et  $z_{0h}$  sont utilisées. Ces paramètres de rugosités sont souvent liés entre eux.

#### I.8.2.1 Longueur de rugosité de surface

$z_0$  est intitulée la longueur de rugosité de surface. C'est un paramètre intrinsèque de la surface qui caractérise l'état de la surface et son impact sur le profil du vent, l'échange de chaleur et l'évaporation. A l'exception des obstacles flexibles en surface ou les vagues d'eau, la valeur de  $z_0$  est théoriquement indépendante de l'écoulement d'air et elle est uniquement fonction de la nature de la surface, c'est-à-dire la géométrie, la taille et la disposition de rugosité (Brutsaert 1988). Les valeurs de  $z_0$  pour différentes surfaces sont présentées dans le Tableau I-5.

Tableau I-5. Différentes valeurs de  $z_0$  (Brutsaert 1988)

Description de la surface	$z_0$ (m)	Référence
Boue plane, glace	$10^{-5}$	Sutton (1953)
Piste d'aviation glissante	$2 \times 10^{-5}$	Bradley (1968)
Grande surface d'eau ("conditions moyennes")	$10^{-4} - 6 \times 10^{-4}$	Plusieurs références
Pelouse (hauteur jusqu'à 0,01 m)	$10^{-3}$	Sutton (1953)
Pelouse (aéroport)	$4,5 \times 10^{-3}$	Kondo (1962)
Pelouse (prairie in Nebraska)	$6,5 \times 10^{-3}$	Kondo (1962)
Pelouse (artificielle, $7,5 \times 10^{-2}$ m de hauteur)	$10^{-2}$	Chamberlain (1966)
Pelouse (dense, $10^{-1}$ m de hauteur)	$2,3 \times 10^{-5}$	Sutton (1953)
Pelouse (clairesemée, $5 \times 10^{-1}$ m de hauteur)	$5 \times 10^{-2}$	Sutton (1953)
Plaine de blé (18 cm, Kansas)	$2,4 \times 10^{-2}$	Businger et al. (1971)
Pelouse (avec un peu de buissons et de massifs d'arbres dispersés ; valeur régionale pour la plaine de Salisbury, Angleterre)	$4 \times 10^{-2}$	Deacon (1973)
Végétation d'une hauteur de 1 à 2 m (Cape Canaveral, Florida)	$2 \times 10^{-1}$	Fichtl et McVehil (1970)
Arbres (10-15 m d'hauteur, Cape Canaveral, Florida)	$4 \times 10^{-1} - 7 \times 10^{-1}$	Fichtl et McVehil (1970)
Broussailles de Savannah (25% d'arbre $\cong$ 8 m; 65% de pelouse sèche $\leq$ 1 m; sable et pelouse brûlée 10%)	$4 \times 10^{-1}$	Garratt (1978)
Grand ville (Tokyo, Japon)	1,65	Yamamoto et Shimanuki (1964)

Les valeurs de  $z_0$  peuvent être regroupées et classifiées dans le Tableau I-6.

Tableau I-6. La classification de Davanport (Wallace et Hobbs 2006)

<i>Description de la surface</i>	<i>Classification</i>	<i><math>z_0</math> (m)</i>
Mer calme, surface pavée, plaine plat couvert de neige, désert glisse	Large (sea)	$2 \times 10^{-4}$
Plage, glace, champ couvert de neige, bournier	Glissant	$5 \times 10^{-3}$
Plaine herbeuse, aéroport, toundra, bruyère	Ouvert	$3 \times 10^{-2}$
Surface cultivée avec une faible récolte et des obstacles occasionnels	Approximativement ouvert	0,1
Culture de grandes plantes, de différentes hauteurs avec des obstacles dispersés comme arbres	Rugueux	0,25
Mélange de forêts et de champs, verger, bâtiments dispersés	Très rugueux	0,5
Grands obstacles dispersés par leurs tailles, maisons citadines, villages, forêts d'adulte	Serré (closed)	1,0
Centre de grandes villes, forêts irrégulières	Chaotique	$\geq 2$

On observe une variation considérable de  $z_0$  de  $10^{-5}$  à plusieurs mètres, ce qui montre les difficultés dans le choix d'une valeur appropriée.

#### I.8.2.2 Estimation de $z_0$

La valeur de  $z_0$  peut être estimée selon la hauteur moyenne d'obstacles de rugosité  $h_0$  (d'après Paeschke 1937 cité par Brutsaert 1988) :

$$h_0/z_0 = 7,35 \quad [\text{I.35}]$$

En réalité, il est incorrect de donner une valeur fixe au rapport  $h_0/z_0$  car il dépend également de la densité de rugosité. En effet, quand cette densité est faible, son augmentation entraîne une diminution du rapport  $h_0/z_0$ . En revanche, quand cette densité est suffisamment grande, l'effet est inverse car à ce moment-là, le vent rase le sol et n'entre plus dans l'espace entre les obstacles. Peu de formules existantes dans la littérature tiennent compte de cette caractéristique. Faute de données, la formule [I.35] est souvent utilisée (Brutsaert 1988).

Dans le cas d'un vent modéré causant des vagues, on accepte généralement une dépendance de  $z_0$  vis-à-vis de la contrainte de cisaillement en surface (Charnock 1955) :

$$z_0 = \frac{u_*^2}{bg} \quad [\text{I.36}]$$

Où  $b$  est une constante. Selon Charnock (1958),  $b$  peut être pris égal à 81.

Une autre formule similaire est proposée par Ueno et Deushi (2003) :

$$z_0 = 0,0057/u_*^2$$



Cette formule peut être utilisée quand le vent est relativement faible mais suffisamment forte pour provoquer des vagues à la surface d'eau.

### I.8.2.3 Rugosité de vitesse et rugosité scalaire

La rugosité de vitesse  $z_{0m}$  est utilisée pour déterminer le profil du vent. Les rugosités scalaires ( $z_{0v}$ ,  $z_{0h}$ ) sont utilisées pour déterminer le taux d'évaporation et le flux de chaleur à la surface. Pour déterminer ces grandeurs, il est nécessaire de distinguer si la surface est lisse ou aérodynamiquement rugueuse. Les formules proposées par Brutsaert (1988) sont récapitulées dans le Tableau I-7.

Tableau I-7. Formules de calcul de rugosités de surface (Brutsaert 1988)

Rugosité (m)	Surface lisse ( $u_* z_0 / \nu < 0,13$ )	Surface rugueuse ( $u_* z_0 / \nu > 2$ )
$z_{0m}$	$z_{0m} = 0,135 \nu / u_*$	$z_{0m} = z_0$
$z_{0v}$	$z_{0v} = 0,624 \nu / u_*$	$z_{0v} / z_0 = 7,4 \exp(-2,25 z_{0+}^{1/4})$
$z_{0h}$	$z_{0h} = 0,395 \nu / u_*$	$z_{0h} / z_0 = 7,4 \exp(-2,46 z_{0+}^{1/4})$

Où  $z_{0+}$  est le nombre de rugosité Reynolds, il est calculé comme suit :

$$z_{0+} = \frac{u_* z_0}{\nu}$$

$\nu$  est la viscosité de l'air.

En somme, un profil logarithmique du vent est souvent supposé sur la hauteur. La détermination de ce profil nécessite la longueur de rugosité de surface  $z_0$ . Malheureusement, ce paramètre est encore peu étudié et sa valeur est souvent prise de façon empirique.

### I.8.3 Group 1. Méthodes pour une grande surface – Echelle régionale

Les méthodes pour une grande surface permettent d'estimer en général l'évaporation moyenne sur une longue durée grâce aux données météorologiques. On cite ici quelques unes qui sont les plus utilisées :

1.) Méthode de Thornthwaite (1948 d'après Wilson 1990) :

$$AE = 1,6 \frac{L}{12} \frac{N}{30} \left( \frac{10T_a}{I} \right)^{a_1} \quad [I.37]$$

Où  $L$  est la longueur du jour ( $h$ ),  $N$  est le nombre de jours par mois,  $T_a$  est la température moyenne de l'air,  $I$  est la somme des indices  $i$  des 12 mois :

$$i = \left( \frac{T_a}{5} \right)^{1,514}$$

$$a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} \times I^2 + 1,79 \times 10^{-2} I + 0,49$$

Cette méthode est assez simple. Elle ne demande pas de données compliquées et elle est recommandée d'être utilisée dans les zones avec peu de données. Néanmoins, elle présente quelques inconvénients. Premièrement, elle n'est valable que pour une longue période : 1 mois. Deuxièmement, l'utilisation d'un seul paramètre comme la température moyenne peut entraîner des erreurs de calcul importantes. En effet, la température moyenne n'est pas toujours représentative pour la radiation du soleil qui est la source principale pour l'évaporation. De plus, comme il existe toujours un décalage entre la température à la surface et celle de l'air, de même pour la radiation, il y a certainement un décalage entre la température et l'évaporation.

2.) Méthode de Thornthwaite (1954 d'après Blight 1997) propose une autre formule plus simple :

$$AE_m = 16,2 \left( \frac{10t_m}{\sum i} \right)^a \quad [I.38]$$

Où :  $AE_m$  est l'évaporation mensuelle (mm),  $t_m$  est la température moyenne mensuelle (°C),  $i$  est  $(T/5)^{1,5}$ , où  $T$  est la température moyenne journalière et

$$a = 6,75 \times 10^{-9} (\sum i)^3 - 7,7 \times 10^{-7} (\sum i)^2 + 0,08 (\sum i) + 0,49$$

$a$  prend la valeur limite de 0,5 pour toutes les températures normales.

Cette méthode s'applique plutôt pour des zones humides et elle n'est pas appropriée pour les zones arides. De plus, elle ne peut pas éviter les inconvénients de la méthode de Thornthwaite (1948).

3.) Méthode de Turc (1954, 1955 d'après Blight 1997) propose une formule qui tient compte de la limite d'alimentation d'eau par la prise en compte de la précipitation :

$$AE_m = \frac{P_m}{0,9 + (P_m/T_m)^2} \quad [I.39]$$

où  $AE_m$  est l'évaporation mensuelle (mm),  $P_m$  est la précipitation mensuelle (mm) et  $T_m$  représente la température moyenne. Comme la valeur de  $AE_m$  est exprimée en fonction de  $P_m$ , la formule n'est pas correcte dans la période de sécheresse où la précipitation est nulle mais l'évaporation continue à se produire.

**Conclusion pour le group 1 :** Il s'agit des méthodes simples qui demandent peu de paramètres. Ainsi ces méthodes peuvent être utilisées dans les cas avec peu de données. A noter qu'elles sont plutôt destinées au calcul sur une longue période et pour une grande surface.

#### I.8.4 Group 2. Méthodes dite Dalton modifiées

L'équation de Dalton (1802 d'après Penman 1948) est la suivante :

$$AE = f(u) (P_{vs} - P_{va}) \quad [I.40]$$

où  $f(u)$  est une fonction de la vitesse du vent, de la rugosité, et du tourbillon de diffusion. Cette formule est à la base de nombreux développements dans la littérature. On en présente dans cette

section quelques uns. On note que dans la formule originale, Dalton utilise la pression de vapeur d'eau saturante à la surface du sol  $P_{vs}^s$ . Ainsi, dans le cas d'un sol sec, l'utilisation de cette formule va logiquement surestimer le taux d'évaporation.

1.) Méthode de Thornthwaite et Holzman (1942 d'après Wilson 1990)

$$AE = \rho_a K^2 \frac{(h_{a2} - h_{a1})(u_2 - u_1)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)^2} \quad [I.41]$$

où :  $h_{a1}$ ,  $h_{a2}$ ,  $u_1$ ,  $u_2$  sont les humidités relatives et les vitesses du vent aux altitudes  $z_1$  et  $z_2$  respectivement. Cette formule demande à la fois le profil de l'humidité relative et celui du vent.

2.) Penman (1948) propose une approche jugée la plus rationnelle dans la littérature. Cette approche est développée en se basant sur le bilan d'énergie et l'équation de Dalton :

$$AE = \frac{\Delta R_n / \lambda + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad [I.42]$$

où :  $E_a = 0,35(P_{va}^s - P_{va})(1 + 9,8 * 10^{-3} u_2)$  (mm/jour)

où  $u_2$  est la vitesse à 2 m de la surface et sa dimension est miles/jour.

Dans le cas où la pression de vapeur d'eau saturante à la surface est connue, on calcule le taux d'évaporation potentiel directement en utilisant la formule ci-dessous.

$$AE = 0,35(P_{vs}^s - P_{va})(1 + 9,8 * 10^{-3} u_2)$$

La méthode de Penman est la plus utilisée dans l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (Rosenberg et al. 1983; Wilson 1990). Sa popularité est due principalement à sa simplicité. En effet, cette méthode demande seulement des paramètres climatiques habituels comme la température, l'humidité relative et la vitesse du vent. Cette méthode est d'abord destinée à la surface d'eau libre (en fait, une pelouse inondée d'eau) ; elle est ensuite étendue au sol nu et au gazon. Selon Penman (1956), le rapport  $AE/PE$ , dont  $AE$  est l'évaporation réelle, varie entre 0,6 et 0,8.

La méthode de Penman (1948) elle-même est la source d'inspiration de plusieurs développements dans la littérature comme la méthode de Penman-Monteith. La méthode de Penman et les méthodes de Penman modifiées sont largement utilisées par différentes institutions comme par exemple la Météo France.

La méthode de Penman présente également des points faibles. D'abord elle n'est pas fiable dans le cas d'une advection horizontale forte (Wilson et al. 1994). Puis elle nécessite l'introduction d'un facteur de correction quand l'eau n'est plus disponible à la surface. En général, la méthode de Penman surestime l'évapotranspiration dans une zone sèche. Enfin, cette méthode ignore la chaleur du sol qui peut être importante pour un sol sec.

Une comparaison entre différentes formules similaires à celle de Penman est réalisée par Singh et Xu (1997). 13 formules différentes (Tableau I-8) sont étudiées et elles sont regroupées dans 7 catégories différentes (Tableau I-9). La différence réside généralement dans la manière de considérer la vitesse du vent et la température. La vitesse du vent est souvent prise en compte dans les formules sous une forme linéaire ou parfois exponentielle. Quant à la température, la différence entre celle de l'air et celle de la surface est souvent considérée. La formule  $F$  est particulièrement différente des autres formules car elle n'utilise que deux paramètres de l'air : humidité relative et température avec une seule constante. Faute de données à la surface du sol, l'auteur propose de remplacer la pression de vapeur d'eau saturante à la surface  $P_{vs}^s$  par la pression de vapeur saturante dans l'air  $P_{va}^s$ . On note que la différence de ces deux valeurs est liée à la différence de température entre la surface et l'air. Ainsi, dans le cas d'un grand gradient de température à la surface du sol, cette hypothèse pourrait rendre les calculs incorrects.

Tableau I-8. Formules considérées (Singh et Xu 1997)

Auteur	Evaporation réelle $AE$ (mm/jour)	Notes
Dalton (1802)	$AE = 0,85a(P_{vs}^s - P_{va})$	$a = 15$ pour une petite surface d'eau peu profonde et $a = 11$ pour une grande surface d'eau
Fitzgerald (1886)	$AE = 0,85(0,4 + 0,199u)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Meyer (1915)	$AE = 9,35(1 + 0,1u)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Horton (1971)	$AE = 0,34(2 - \exp(-2u))(P_{vs}^s - P_{va})$	
Rohwer (1931)	$AE = 19,6(1,465 - 0,0186p_b)$ $(0,44 + 0,118u)(P_{vs}^s - P_{va})$	$p_b$ = la pression barométrique (pouce de mercure)
Penman (1948)	$AE = 8,89(1 + 0,24u)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Harbeck et al. (1954)	$AE = 1,49u_8(P_{vs}^s - P_{va})$ $AE = 1,85u_4(P_{vs}^s - P_{va})$	
Kuzmin (1957)	$AE = 5,1(1 + 0,21u_8)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Harbeck et al. (1958)	$AE = 0,046u(P_{vs}^s - P_{va})$ $(1 - 0,03(T_a - T_s))$	$T_a$ = Température moyenne de l'air, °C + 1,9 °C $T_s$ = Température moyenne à la surface, °C
Konstantinov (1968)	$AE = 0,61((t_w - t_2)/u_1 + 0,166u_1)(1 + 0,1u)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Romanenko (1961)	$AE = 0,000594(T_a + 25)^2(100 - h_a)$	

Auteur	Evaporation réelle $AE$ (mm/jour)	Notes
Sverdrup (1946)	$AE = \frac{864 \times 10^3 \left( 0,623 \rho K_0^2 u_8 \left( P_{v(a=0)}^s - P_{v(a=8)} \right) \right)}{P \left( \ln(800/z) \right)^2}$	P = pression atmosphérique
Thornthwaite et Holzman (1939)	$AE = \frac{864 \times 10^3 \left( 0,623 \rho_a K_0^2 (u_8 - u_2) \left( P_{v(a=2)}^s - P_{v(a=8)} \right) \right)}{P \left( \ln(800/200) \right)^2}$	

Tableau I-9. Sept formes généralisées

(A)	$AE = a(P_{va}^s - P_{va})$
(B)	$AE = a \times u(P_{va}^s - P_{va})$
(C)	$AE = a(1 - \exp(-u))(P_{va}^s - P_{va})$
(D)	$AE = a(1 + b \times u)(P_{va}^s - P_{va})$
(E)	$AE = a \times u(P_{va}^s - P_{va})(1 - b(T_a - T_s))$
(F)	$AE = a(T_a + 25)^2(100 - h_a)$
(G)	$AE = a(1 + b \times u)(P_{va}^s - P_{va})(1 - c(T_a - T_s))$

Les données de quatre stations météorologiques sont utilisées pour d'abord caler les paramètres, ensuite vérifier la performance de ces formules. A noter que Singh et Xu (1997) utilisent en parallèle les bacs d'eau pour déterminer le taux d'évaporation potentiel à chaque station météorologique. Les paramètres des 7 formules généralisées sont présentés dans le Tableau I-10.

Tableau I-10. Paramètres de 7 formules généralisées

Formule	Paramètre					Moyenne de quatre stations
		Atikokan	Lansdown	Pickle Lake	Rawson lake	
(A)	$a$	$2,848 \pm 0,071$	$1,295 \pm 0,076$	$2,302 \pm 0,111$	$1,982 \pm 0,044$	2,107
(B)	$a$	$1,334 \pm 0,047$	$0,586 \pm 0,017$	$0,651 \pm 0,039$	$0,731 \pm 0,019$	0,826
(C)	$a$	$3,262 \pm 0,082$	$2,346 \pm 0,076$	$2,380 \pm 0,115$	$2,128 \pm 0,046$	2,529
(D)	$a$	$2,504 \pm 0,508$	$0,382 \pm 0,706$	$2,112 \pm 0,967$	$1,507 \pm 0,575$	1,626
	$b$	$0,065 \pm 0,103$	$1,280 \pm 1,62$	$0,026 \pm 0,142$	$0,116 \pm 0,185$	0,372
(E)	$a$	$1,832 \pm 0,256$	$0,684 \pm 0,081$	$0,850 \pm 0,173$	$0,802 \pm 0,110$	1,042
	$b$	$0,054 \pm 0,018$	$0,027 \pm 0,016$	$0,037 \pm 0,024$	$0,012 \pm 0,019$	0,032
(F)	$^+a$	$1,982 \pm 0,043$	$1,197 \pm 0,063$	$1,922 \pm 0,127$	$1,834 \pm 0,066$	1,914
(G)	$a$	$3,143 \pm 0,644$	$1,185 \pm 0,953$	$2,990 \pm 1,21$	$1,682 \pm 0,652$	2,250
	$b$	$0,088 \pm 0,107$	$0,368 \pm 0,464$	$0,014 \pm 0,109$	$0,114 \pm 0,179$	0,146
	$c$					0,034

Formule	Paramètre				Moyenne de quatre stations
	Atikokan	Lansdown	Pickle Lake	Rawson lake	
	$0,047 \pm 0,015$	$0,035 \pm 0,016$	$0,042 \pm 0,017$	$0,013 \pm 0,014$	

<sup>+</sup> *a* : le paramètre est multiplié par  $10^5$

On observe qu'en général, quand le site change, les constantes changent également. Cela signifie qu'il n'existe pas une formule universelle avec les mêmes constantes qui donne de bons résultats pour les sites différents. Ainsi, un calage spécifique des constantes pour chaque site s'impose quand on utilise ces formules.

De plus, la variation de certains paramètres est importante, de 20, 40 voire 100%. L'utilisation de ces paramètres, ainsi que ces formules, exige donc une précaution particulière.

La formule F présente une variation limitée des paramètres et une bonne précision pour chaque site. Il paraît que l'utilisation d'un paramètre comme l'humidité relative de l'air est pertinente. On observe aussi que la présence explicite de la température de l'air pourrait apporter une meilleure précision.

**Conclusion pour le group 2 :** Les méthodes proposées dans ce group sont souvent valables pour les champs irrigués et pour un climat dont le bilan d'eau annuel est positif (plus de précipitation qu'évaporation). De plus, il n'y a pas de limite d'approvisionnement en eau. Dans ces conditions, l'évapotranspiration réelle est proche de l'évapotranspiration potentielle. On note que toutes ces méthodes servent seulement à estimer l'évapotranspiration (ou l'évaporation) potentielle (maximale).

Pour les zones arides ou semi arides, le scénario est différent : il y a une disponibilité d'eau bien limitée. Et cette limite va réduire considérablement le taux d'évapotranspiration : quand la succion dans le sol augmente, plus d'énergie est nécessaire pour extraire de l'eau du sol. Ainsi, la première consommation d'énergie sert à retirer de l'eau du sol, c'est-à-dire : surmonter la succion. Cette augmentation de succion réduit également la conductivité hydraulique du sol ; en conséquence, l'approvisionnement d'eau devient plus difficile.

On trouve dans la littérature plusieurs modifications apportées à la formule de Penman (1948) et à la formule de Dalton (1802). Cependant, la plupart des formules modifiées restent à être utilisées pour estimer le taux d'évaporation potentiel. D'autre part, les modifications comme celles de Choudhury et Monteith (1988); Wilson (1990) portent seulement sur les paramètres climatiques. Or, on observe une influence notable des propriétés du sol sur le taux d'évaporation dans les trois phases d'évaporation évoquées précédemment (I.5), surtout dans les deux dernières phases. Il est donc nécessaire de développer une méthode qui inclut à la fois les paramètres atmosphériques et les propriétés du sol.

#### I.8.5 Group 3. Méthode de résistances

Cette méthode consiste à considérer le flux de vapeur d'eau évaporée comme un courant électrique en assimilant différents milieux à des résistances.

En fait, le processus d'évaporation du sol nu est dominé par la diffusion de la vapeur à travers la couche proche de la surface. Ce processus n'est pas uniquement fonction des paramètres comme l'humidité, la pression de vapeur, le gradient de température, mais également fonction de la turbulence d'air à l'interface sol – atmosphère (van de Griend et Owe 1994). La simulation d'un tel processus nécessite un modèle raffiné avec une très haute résolution du millimètre afin d'assurer la continuité des flux à l'interface (Mahfouf et Noilhan 1991). Face à ces difficultés, Mahfouf et Noilhan (1991) et van de Griend et Owe (1994) proposent de développer des modèles atmosphériques à mésoéchelle et avec des résistances.

La Figure I.29 présente un schéma d'évaporation généralement admis (Aluwihare et Watanabe 2003; Kondo et al. 1990; Mahfouf et Noilhan 1991) : l'eau est d'abord diffusée à partir de la surface d'eau libre à travers des grands pores pour arriver à la surface. Elle s'évapore ensuite dans l'air par les échanges laminaire ou turbulent. Il semble que cette approche soit plus adaptée au sol granulaire qu'au sol fin comme les argiles.

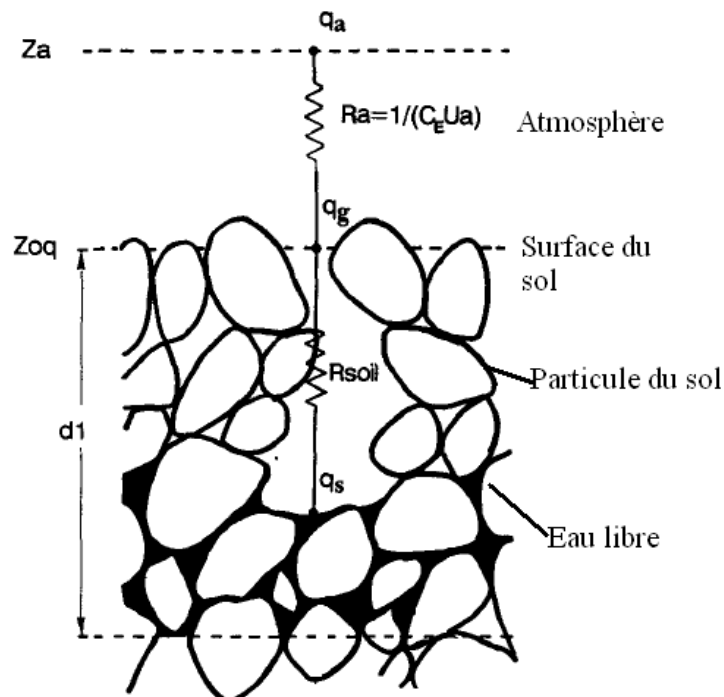


Figure I.29. Schéma de passage de l'eau lors de l'évaporation (Mahfouf et Noilhan 1991)

L'échange entre la surface et l'atmosphère est contrôlé par la résistance aérodynamique  $R_a$ . Dans le sol, la diffusion moléculaire est décrite par la résistance du sol  $R_s$ , la résistance à la diffusion d'eau.  $R_s$  est inversement proportionnel à la diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau  $D_v$  (Kondo et al. 1990).  $R_s$  dépend donc fortement à la fois de la texture et de la microstructure du sol.

Parmi les méthodes de type aérodynamique volumique classique, deux méthodes sont souvent utilisées. La première méthode, intitulée  $\alpha$  méthode, ne tient compte que des propriétés dans la partie de  $z_{oq}$  à  $z_a$ . L'évaporation est calculée comme suit :

$$AE = \frac{\rho_a}{R_a} (q_g - q_a) \quad [I.43]$$

avec  $q_g = \alpha q_{sat}(T_s)$

où  $q_{sat}(T_s)$  est l'humidité spécifique saturante à la température  $T_s$  (définie comme la solution du bilan d'énergie à la surface du sol). Le coefficient  $\alpha$  représente l'humidité relative à la surface, fonction de la teneur en eau du sol proche de la surface.

Dans la deuxième méthode,  $\beta$  méthode, le processus entier est décrit au niveau de la surface d'eau libre à l'atmosphère :

$$AE = \frac{\rho_a}{R_a + R_s} (q_s - q_a) = \frac{\rho_a}{R_a} \beta (h_s q_{sat}(T_s) - q_a) \quad [I.44]$$

Avec

$$q_s = h_s q_{sat}(T_s)$$

$$\beta = \frac{R_a}{R_a + R_s}$$

$\rho_a$  est la densité de l'air.

#### I.8.5.1 Résistance atmosphérique $R_a$

La résistance atmosphérique  $R_a$  peut être calculée à l'aide d'une loi logarithmique simple pour le profil du vent (Choudhury et Monteith 1988):

$$R_a = \frac{1}{K^2 u_a} \left[ \ln \frac{z_a}{z_o} \right]^2 = \frac{1}{K^2 u_a} \left[ \ln \frac{z_a - d}{z_o} \right]^2 \quad [I.45]$$

Choudhury et Monteith (1988) proposent également une autre formule prenant en compte la température :

$$R_a = R_{ao} \frac{1}{(1 + R_i(T_s - T_a))^\eta} \quad [I.46]$$

avec  $R_{ao} = \frac{[\ln(\frac{z_a}{z_o})]^2}{K^2 u_a}$  et  $R_i = \frac{5gz_a}{u_a^2 T_a}$

$\eta = 0,75$  pour la condition instable ( $T_s > T_a$ ) et  $\eta = 2$  pour la condition stable ( $T_s < T_a$ ).  $z_o$  est le paramètre de rugosité défini comme la hauteur à laquelle la vitesse du vent est nulle.

Camillo et Gurney (1986) proposent d'introduire les correcteurs de stabilité  $P_1$  et  $P_2$  :



$$R_a = \frac{\left( \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - P_1 \right) \left( \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - P_2 \right)}{K^2 u} \quad [I.47]$$

$P_1$  et  $P_2$  sont fonction de la longueur de Monin-Obukhov. Cette formule est également utilisée par Aluwihare et Watanabe (2003) dans leur modèle avec trois résistances qui sera détaillé plus tard.

La longueur de Monin-Obukhov est calculée comme suit :

$$MO = -\frac{u_*^3 \rho_a C_h T_a}{KgH} = \frac{T_a u^2}{g(T_a - T_s) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \left(1 - P_2 / \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right)^2} \cong \frac{T_a u^2}{g(T_a - T_s) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}$$

Camillo et Gurney (1986) distinguent trois cas pour estimer les valeurs des correcteurs :

- 1. Dans le cas d'une atmosphère neutre définie par  $|T_a - T_s| < 0,1K$ , les correcteurs de stabilité  $P_1$  et  $P_2$  sont de zéro.
- 2. Dans le cas d'une atmosphère instable définie par  $T_a - T_s < -0,1K$ , les formules suivantes sont utilisées :

$$P_1 = 2 \ln\left(\frac{1+X}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+X^2}{2}\right) - 2 \tan^{-1}(X) + \frac{\pi}{2}$$

$$P_2 = 2 \ln\left(\frac{1+X^2}{2}\right)$$

$$X = \left(1 - 16 \frac{z}{MO}\right)^{0,25}$$

- 3. Dans le cas d'une atmosphère stable définie par  $T_a - T_s > 0,1K$ , le rapport  $z/MO$  doit être examiné :

a. Si  $z/MO \leq 1$ , on a  $P_1 = P_2 = -5(z - z_0)/MO$

b. Si  $z/MO > 1$ , on a  $P_1 = P_2 = -5 \ln(z/z_0)$

La valeur de  $R_a$  est comprise en général entre 10 et 100 s/m pour le sol couvert de végétation (Musy et Higy 2004).

### I.8.5.2 Résistance à la surface d'évaporation $R_s$

La détermination de la résistance du sol  $R_s$  a fait l'objet d'un certain nombre de travaux de recherche dans la littérature. Dans la plupart des cas, on cherche à établir une relation entre  $R_s$  et la teneur en eau d'une couche de sol proche de la surface.

Mahfouf et Noilhan (1991) comparent d'abord différentes formules de calcul de  $R_s$  des groupes  $\alpha$  et  $\beta$ , et ils font ensuite une comparaison avec les formules de la méthode de seuils qui est basée sur les concepts de la demande d'eau de l'atmosphère et de la capacité d'approvisionnement d'eau du sol. On y ajoute également d'autres formules de van de Griend et Owe (1994) et de Kondo et al. (1992). Le Tableau I-11 présente l'ensemble de ces méthodes.

Tableau I-11. Différentes méthodes de résistance pour calculer le taux d'évaporation

Formulations aérodynamiques volumiques		Formulation de seuil
$\frac{\rho_a}{R_a} (\alpha q_{sat}(T_s) - q_a)$	$\frac{\rho_a}{R_a} \beta (h_{rs} q_{sat}(T_s) - q_a)$	$\min \left\{ \rho_w E_t, \frac{\rho}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \right\}$
$\alpha = \min \left\{ 1; \frac{1,8\theta_g}{\theta_g + 0,30} \right\}$ (Barton 1979)	$\beta = \min \left\{ 1; \frac{\theta_g}{0,75\theta_{sat}} \right\}$ et $hr = 1$ (Deardorff 1978)	$E_t = 2D \frac{\theta_g - \theta_{wilt}}{d_1} - K$ (Marht and Pan 1984)
$\alpha = \min \left\{ 1; \frac{1,8\theta_g}{0,7\theta_g + 0,40} \right\}$ (Yasuda and Toya 1981)	$\beta = \frac{R_a}{R_a + R_s}$ & $hr = 1$	$E_t = C_K D \frac{\theta_2}{\theta_{sat} \sqrt{d_1 d_2}}$ (Dickinson 1984)
$\alpha = \frac{1}{2} \left( 1 - \cos \left( \frac{\theta_g}{\theta_{fc}} \frac{\pi}{2} \right) \right)$ si $\theta_g < \theta_{wfc}$ $\alpha = 1$ si $\theta_g \geq \theta_{fc}$ (NP89) (Noilhan and Planton 1989)	$R_s = 3,5 \left( \frac{\theta_{sat}}{\theta_g} \right)^{2,3} + 33,5$ (Sun 1982) $R_{soil} = 3,8113 \times 10^4 \exp \left( -13,515 \frac{\theta_g}{\theta_{fc}} \right)$ (Passerat 1986) (P86) $R_s = F_1 (\theta_{sat} - \theta_g)^{F_2}$ (Kondo et al. 1990) $R_s = 4140 (\theta_{sat} - \theta_g) - 805$ $h_r = \exp((g\psi / R_v T))$ (Camillo and Gurney 1986) (Dorman and Sellers 1989) $R_s = R_{s1} e^{\alpha(\theta_{min} - \theta)} = 10 e^{0,3563(15 - \theta)}$ (Van de Griend et Owe, 1994)	$E_t = \frac{B}{\Delta W} \left( \theta_2^{b+4} - \theta_{wilt}^{b+3} \left( \frac{\theta_2(b+4)}{-\theta_{wilt}(b+3)} \right) \right)$ $\Delta W = -d(\theta_g - \theta_2)$ (Wetzel and Chang 1987) (WC87) $E_t = \frac{D\theta_g \pi^2}{4d_1}$ (Abramopoulos et al. 1988)

Dans la formule proposée par van de Griend et Owe (1994), on voit la présence de deux nouveaux paramètres :  $\theta_{min}$  et  $R_{s1}$  (Figure I.30). En fait,  $\theta_{min}$  correspond à la teneur en eau minimale à partir de laquelle l'évaporation potentielle se produit (van de Griend et Owe 1994). Les valeurs minimales de  $R_s$  et de  $R_{s1}$  correspondent à la résistance à la diffusion moléculaire à partir d'une surface d'eau.

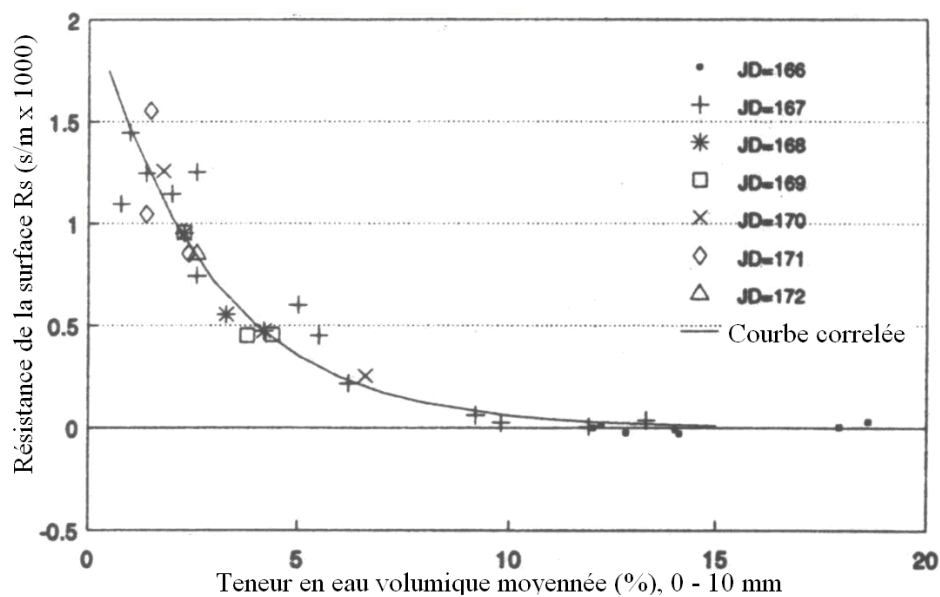


Figure I.30. Corrélation entre la résistance de la surface et la teneur en eau volumique du premier centimètre du sol à partir de la surface (Mahfouf et Noilhan 1991)

Quant à la formule développée par Kondo et al. (1990), (l'expérimentation est présentée sur Figure I.3), la corrélation entre la résistance et la teneur en eau volumique suit plutôt une loi de puissance. Les constantes  $F_1$  et  $F_2$  pour trois sols différents sont présentées dans le

Tableau I-12. Ces valeurs sont trouvées en considérant une couche de sol de 20 mm à partir de la surface (Figure I.31).

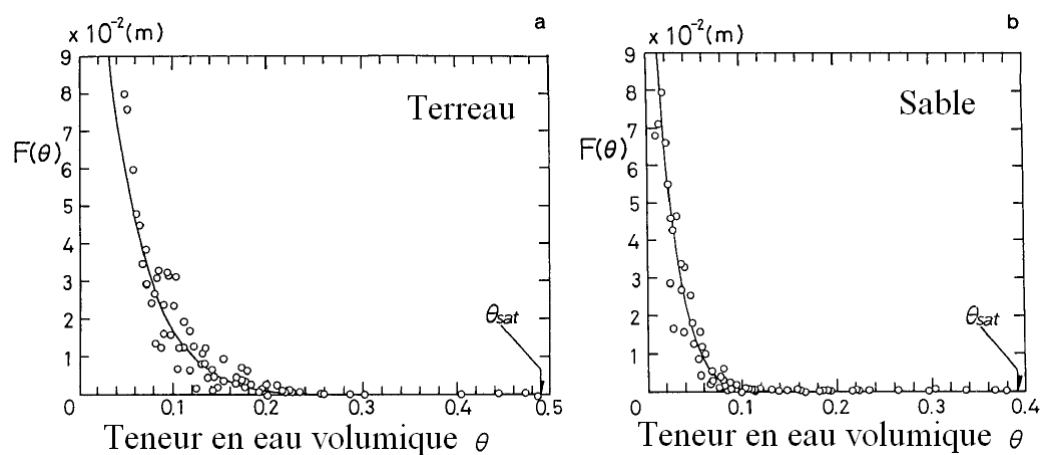


Figure I.31. Relation expérimentale entre la résistance à la surface et la teneur en eau volumique pour deux cas : (a) terreau et (b) sable (Kondo et al. 1990)

Tableau I-12. Constantes dans la formule de Kondo et al. (1990)

Type de sol	$F_1$ (m)	$F_2$	$\theta_{sat}$
Terreau	$2,16 \times 10^2$	10,0	0,490
Sable	$8,32 \times 10^5$	16,6	0,392
Sable fin	$7,00 \times 10^3$	11,2	0,397

Mahfouf et Noilhan (1991) font 5 calculs du taux d'évaporation avec les formules présentées au Tableau I-13. Les résultats de calcul sont ensuite comparés avec les résultats expérimentaux (Figure I.32).

Tableau I-13. Cinq essais de comparaison des formules de calcul d'évaporation (Mahfouf et Noilhan, 1991). Les références des équations sont mentionnées dans le Tableau I-11

Essai	Formules de calcul	Condition
1	$E = \frac{\rho_a}{R_a} (q_g - q_a)$	Avec $q_g = \max[\alpha q_{sat}(T_s), q_a]$ Et $\alpha = \text{Eq. (NP89)}$ si $q_{sat}(T_s) > q_a$ Avec $q_g = \alpha q_{sat}(T_s)$ si $q_{sat}(T_s) \leq q_a$
2	$E = \frac{\rho_a}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q_a)$	Avec $R_s = \text{Eq. (P86)}$
3	$E = \frac{\rho_a}{R_a} \beta (q_{sat}(T_s) - q_a)$	Avec $\beta = \text{Eq. (NP89)}$
4	$E = \frac{\rho_a}{R_a + R_s} (h_{rs} q_{sat}(T_s) - q_a)$	Avec $R_s = \text{Eq. (P86)}$
5	$E = \min \left\{ \rho_w E_t, \frac{\rho_a}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \right\}$	Avec $E_t = \text{Eq. (WC87)}$

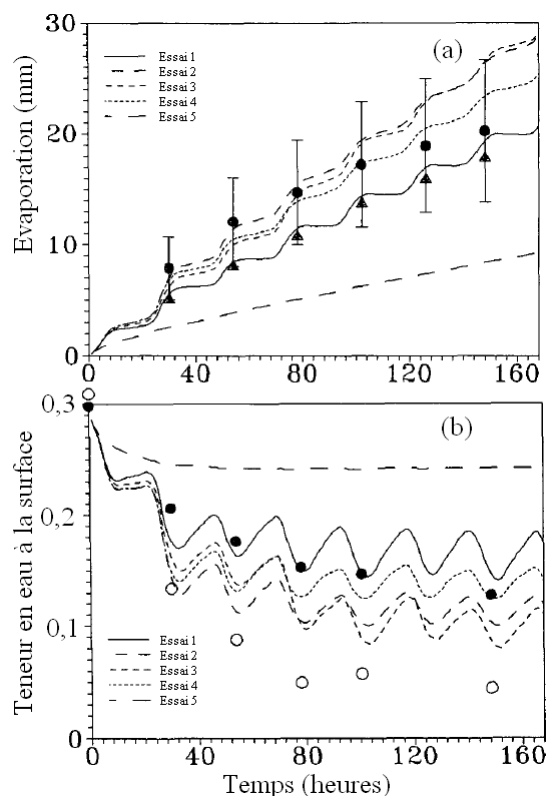


Figure I.32. Evaporation cumulée et évolution de la teneur en eau. (a) Estimation à partir du bilan d'eau (cercle ronde) et de la mesure aérodynamique (triangle plein), (b) Observation journalière de la teneur en eau à 15 mm de profondeur (cercle plein) et à 5 mm de profondeur (cercle vide) (Mahfouf et Noilhan 1991)

On observe que la méthode des seuils surestime largement le taux d'évaporation. La teneur en eau ne change pas après un temps court. Les essais 2 et 3 présentent un taux d'évaporation légèrement plus grand que les autres essais. Cela peut être expliqué par le fait que la valeur saturante est considérée dans le calcul des essais 2 et 3. Les résultats des essais 1 de la méthode  $\alpha$  et 4 de la méthode  $\beta$  correspondent aux résultats observés à 15 mm de profondeur.

En conclusion, les méthodes étudiées dans la deuxième approche donnent souvent une bonne indication du taux d'évaporation réel. En effet, les résultats de calcul s'accordent bien avec les résultats expérimentaux. Cependant, ces modèles présentent également des points faibles. En premier lieu, chaque formule est seulement comparée avec une seule série de données expérimentales et les formules ne prennent pas toujours la même forme : elles suivent souvent une loi de puissance mais parfois elles prennent une fonction linéaire ou exponentielle. Le deuxième inconvénient réside dans le choix de l'épaisseur de la couche pour le calcul de la résistance du sol. Il est confus et arbitraire. En effet, cette épaisseur peut être de 20 mm (Kondo et al. 1992), de 30 à 100 mm (Chanzy et Bruckler 1993), de 5 mm (Camillo et Gurney 1986), de 10 mm (van de Griend et Owe 1994) et de 15 mm (Mahfouf et Noilhan 1991).

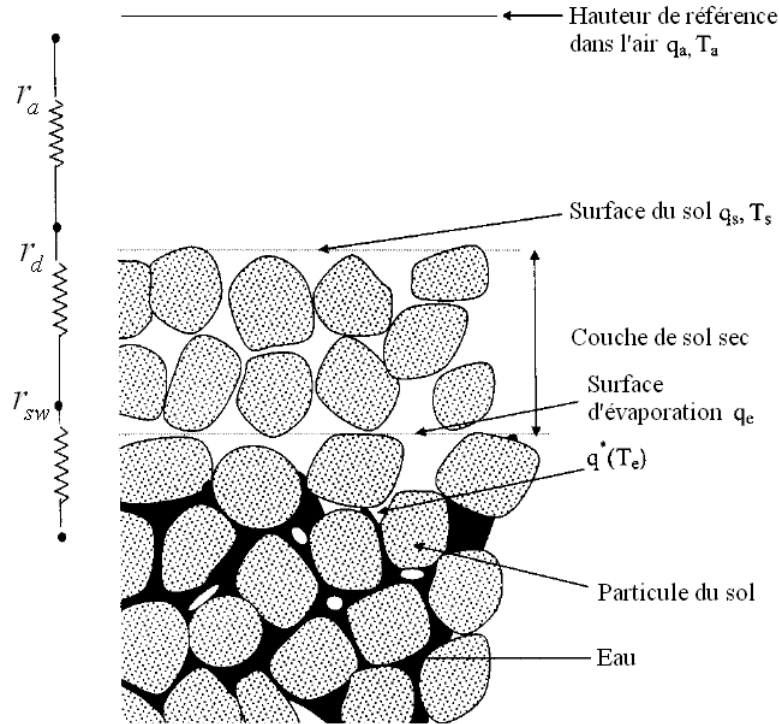


Figure I.33. Schéma d'évaporation à travers plusieurs milieux (Aluwihare et Watanabe 2003)

Aluwihare et Watanabe (2003) et Yamanaka et al. (1997) développent un modèle plus compliqué afin d'élucider l'effet de l'épaisseur de la couche du sol. La particularité fondamentale de leur modèle est l'introduction d'une couche de sol sec bien définie à la surface du sol (Figure I.33) : la résistance du sol  $R_s$  est divisée en deux parties : la résistance d'une couche de sol sec  $R_d$  et la résistance de diffusion  $R_{sw}$ . Cette résistance  $R_{sw}$  est analogue à la résistance  $R_s$  dans le cas où il n'y a pas la couche de sol sec. La notion de la surface d'évaporation devient ainsi plus claire. Ils supposent que l'évaporation ne se produit qu'à cette surface. On note que ce schéma n'est possible que pour un sol grossier. Dans le cas des sols fins, le scénario devrait être différent.

La formule de calcul du taux d'évaporation peut être écrite comme :

$$AE = \rho_a \frac{q^*(T_e) - h_a q_a(T_a)}{R_s + R_d + R_a} \quad [I.48]$$

Dans la couche de sol sec :

$$AE = \rho_a \frac{q_e - q_s}{R_d} = \frac{D_v}{z_d} (q_e - q_s) \rightarrow R_d = \frac{z_d}{D_v \rho_a} \quad [I.49]$$

Afin de vérifier ces développements, Aluwihare et Watanabe (2003) développent un dispositif expérimental présenté sur la Figure I.7. Il s'agit d'une chambre modulable permettant de mesurer les conditions atmosphériques dans l'air, à l'entrée et à la sortie de la chambre. Ces mesures permettent par la suite de calculer le taux d'évaporation. Les résultats de calcul sont présentés sur la Figure I.34 et la Figure I.35. La Figure I.34 présente l'évolution des résistances du sol dans le

temps, tandis que la Figure I.35 présente la somme de ces résistances en fonction de la teneur en eau moyenne d'une couche de 10 mm d'épaisseur à partir de la surface du sol.

La Figure I.34 montre un grand décalage entre la résistance de la couche de sol sec  $R_d$  et celle à la surface d'évaporation  $R_{sw}$ . Ce résultat montre l'importance de la contribution de la couche de sol sec à la résistance totale du sol. On note cependant que même avec une valeur relativement faible, la résistance à la surface d'évaporation  $R_{sw}$  pourrait jouer un rôle important dans le taux d'évaporation cumulée sur une longue durée.

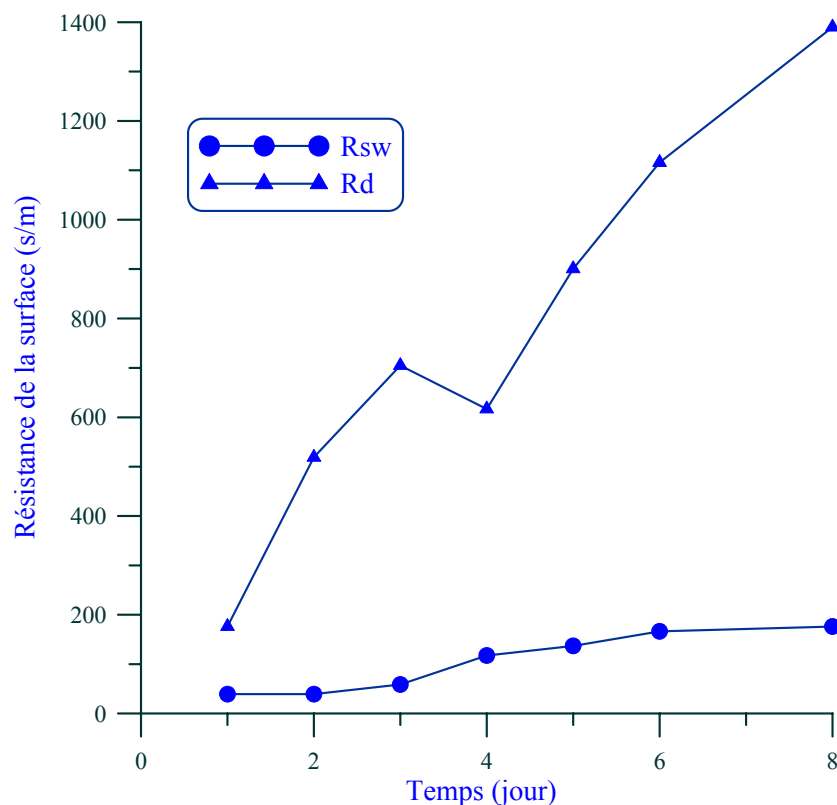


Figure I.34. Comparaison entre la résistance de la surface d'évaporation avec celle de la couche sèche (Aluwihare et Watanabe 2003)

Le résultat sur la Figure I.35 montre de nouveau une bonne corrélation entre la résistance totale ( $R_s$  dans les autres travaux) et la teneur en eau volumique.

En conclusion, on constate dans la littérature un effort important consacré à l'élaboration de modèles de résistances. L'interface sol-atmosphère est divisée en plusieurs couches plus ou moins minces avec une résistance correspondante. Un grand nombre de travaux sont ensuite réalisés pour établir des corrélations entre les résistances et les caractéristiques des milieux. A l'heure actuelle, on a plutôt un consensus sur le développement concernant la résistance atmosphérique  $R_a$  qui ne dépend que des paramètres atmosphériques. En revanche, pour la résistance de la surface du sol ( $R_s$ ), la question reste ouverte. Il s'agit souvent d'une corrélation entre cette résistance et la teneur en eau volumique. Bien que des résultats de corrélation satisfaisants sont souvent obtenus, on voit que :



1. les travaux réalisés sont souvent limités à un ou deux types de sol ;
2. les formules diffèrent fortement d'un travail à l'autre : elle peut être linéaire, exponentielle ou logarithmique ;
3. la teneur en eau est moyennée sur une couche de sol proche de la surface dont l'épaisseur fait l'objet d'un choix confus et arbitraire ; or la teneur en eau proche de la surface varie fortement sur l'épaisseur de la couche de sol ;
4. la teneur en eau n'est pas le facteur unique gouvernant le taux d'évaporation : Chanzy et Bruckler (1993) montrent qu'il y a aussi l'évaporation potentielle et/ou la vitesse du vent comme facteurs importants.

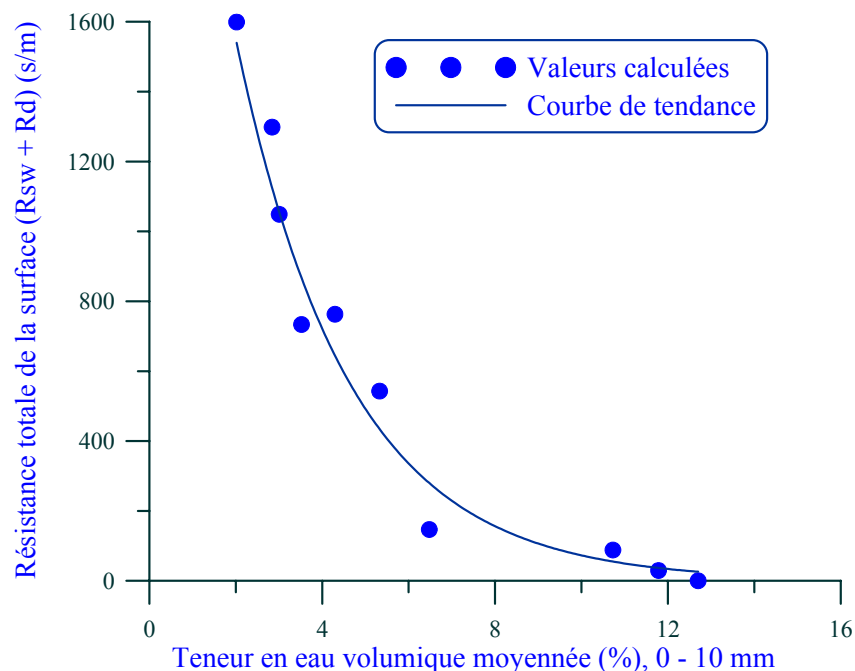


Figure I.35. Relation entre la résistance totale de la surface et la teneur en eau volumique moyennée sur les 10 premiers millimètres à partir de la surface (Aluwihare et Watanabe 2003)

### ***I.9 Utilisation de la succion à la surface pour l'estimation du taux d'évaporation***

L'utilisation de la succion à la surface du sol pour estimer le taux d'évaporation est proposée par Wilson et al. (1997). Ils proposent d'estimer le rapport  $AE/PE$  avec la succion du sol. Afin de développer cette idée, Wilson et al. (1997) réalisent un essai d'évaporation sur une couche de sol de faible épaisseur (moins d'un millimètre) et un autre essai d'évaporation avec un bac d'eau dans des conditions atmosphériques contrôlées (Figure I.4). Notons que le deuxième essai sert à déterminer le taux d'évaporation potentiel. Ces deux essais sont répétés avec trois sols différents : un limon, une argile et un sable.

Les résultats du rapport  $AE/PE$  sont d'abord présentés en relation avec la teneur en eau massique (Figure I.36). On y observe une bonne répétitivité de l'essai. En revanche, les courbes de chaque

sol sont éloignées et une expression commune n'est donc pas possible à établir. C'est un problème qu'on a rencontré dans la partie précédente (I.8.5) quand le taux d'évaporation est estimé en considérant les résistances du sol.

Quand la teneur en eau est convertie en succion à l'aide de la courbe de rétention d'eau, une nouvelle corrélation du rapport  $AE/PE$  avec la succion est établie (Figure I.36). On observe une convergence nette des courbes pour les trois sols différents. Ainsi, à partir de l'équation de Dalton avec quelques simplifications, Wilson et al. (1997) proposent la relation simple suivante :

$$\frac{AE}{PE} = \frac{h_s - h_a}{1 - h_a}$$

A noter que l'humidité relative à la surface  $h_s$  est une fonction logarithmique avec la succion suivant la loi de Kelvin.

Le développement de Wilson et al. (1997) ouvre une nouvelle perspective dans l'élaboration de lois d'évaporation. Néanmoins, avant tout développement, certaines questions restent à vérifier.

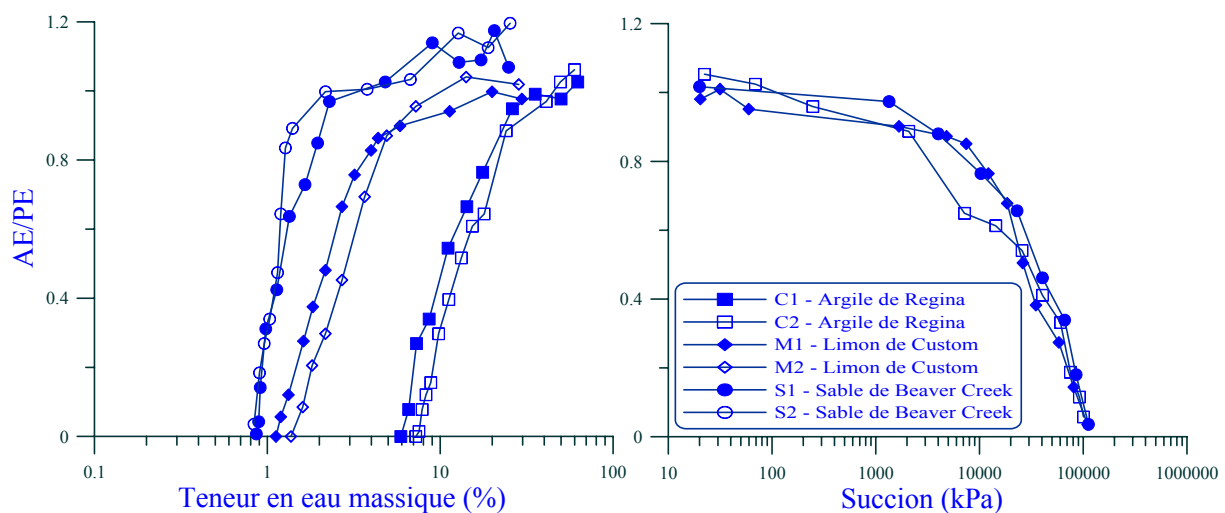


Figure I.36.  $AE/PE$  en fonction de la teneur en eau et de la succion (Wilson et al. 1997)

Premièrement, concernant les conditions des essais de Wilson et al. (1997), une très faible gamme de températures de l'air est considérée, de 22 à 25°C. L'effet de la température n'est donc pas encore vérifié. Ceci pourrait expliquer la forme simple de la formule élaborée.

Deuxièmement, l'utilisation d'une couche de sol très mince pour étudier un processus d'évaporation n'est pas très pertinente, car un tel processus implique en général une longue durée et des interactions entre différentes couches de sol. Dans les essais de Wilson et al. (1997), puisque l'épaisseur est très faible, la notion de stockage d'eau ne s'applique pas. Par conséquent, le processus de compensation d'eau évaporée par transfert au sein du sol ne se produit pas. De plus, comme la Figure I.36 indique, il manque la troisième phase d'évaporation dans le processus d'évaporation. Ce manque est dû probablement à la faible épaisseur de la couche de sol considérée.

Enfin, comme on peut avoir *la fissuration* durant les essais, en particulier pour le limon et l'argile, le fond du bac peut être exposé à l'air via les fissures. Or, comme évoqué précédemment, l'évaporation est un processus d'échange d'énergies. Cette exposition du fond du bac peut évidemment affecter le bilan d'énergie.

## ***1.10 Conclusions***

La sécheresse présente un enjeu important au niveau environnemental et économique en France comme à l'Etranger. La fréquence de cette catastrophe naturelle ne cesse d'augmenter ces dernières années, particulièrement dans le contexte du changement climatique global. Comme physiquement la sécheresse est liée au processus d'évaporation, il est donc nécessaire, dans une démarche de prévention du risque de sécheresse, de bien comprendre le phénomène d'évaporation dans le cas des sols soumis à des variations climatiques.

L'évaporation correspond en fait à un phénomène naturel complexe. Elle est non seulement conditionnée par différents paramètres de l'air comme la radiation, la vitesse du vent, la température, l'humidité relative etc., mais également par les paramètres du sol tels que la teneur en eau, la succion, la température, la conductivité hydraulique, la végétation etc. Cette dépendance évolue dans le temps selon la phase d'évaporation : au début, pendant la phase d'évaporation maximale, les conditions atmosphériques emportent, puis pendant les deux dernières phases, c'est plutôt les propriétés du sol qui contrôle ce taux d'évaporation.

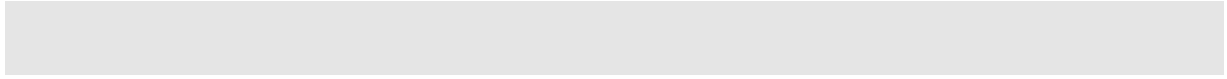
De plus, l'évaporation entraîne les variations des paramètres du sol comme la teneur en eau, la succion, la température, et réciproquement. Le nouvel état de sol détermine un nouveau taux d'évaporation. C'est donc une interaction continue.

Dans la littérature, un grand nombre de travaux porte sur l'évaporation. Malheureusement, aucune méthode ne s'avère être pertinente pour être utilisée de façon universelle. En effet, les méthodes utilisant le bilan d'eau et le bilan d'énergie sont difficiles à appliquer car les données sont difficiles à obtenir. Quant aux méthodes aérodynamiques de résistances utilisant la teneur en eau comme le paramètre central, les résultats obtenus sont relativement bons, mais elles ont un champ de validité limité. De plus, il existe un grand nombre de formules de formes très différentes, qui rend le travail d'analyses difficile.

L'approche utilisant la succion à la surface du sol paraît particulièrement prometteuse car il s'agit d'une formule simple et indépendante du type de sol. Cependant, il manque un vrai modèle physique permettant de simuler le processus d'évaporation de façon contrôlée et de valider cette approche théorique. Ceci constitue l'objectif de l'étude dans le cadre de cette thèse. Plus précisément, le travail de thèse consiste à :

1. développer un modèle théorique avec la succion comme paramètre représentatif du sol, et avec prise en compte de l'effet de la fissuration ;
2. développer un modèle de calcul du taux d'évaporation à partir des données météorologiques, avec prise en compte des interactions entre l'état du sol et le processus d'évaporation ;
3. développer et mettre en oeuvre une chambre environnementale en laboratoire afin d'acquérir les données nécessaires pour valider les développements théoriques. Les essais géotechniques

élémentaires sont également nécessaires afin de compléter la caractérisation géotechnique du matériau étudié.



## Chapitre II Chambre environnementale

### II.1 Proposition d'un modèle physique : chambre environnementale

L'objectif principal de ce chapitre est de présenter le dispositif expérimental développé en laboratoire : la chambre environnementale.

L'étude bibliographique réalisée dans le chapitre I montre que l'évaporation est un processus physique complexe et interactif pour lequel aucune méthode d'estimation universelle n'existe. En analysant les méthodes trouvées dans la littérature, on voit qu'il manque soit la base physique, soit un champ de validité assez large. Il est donc nécessaire de développer un modèle physique approprié permettant à la fois le développement théorique et sa validation expérimentale.

Si le taux d'évaporation est calculé en s'inspirant de la méthode développée par Aluwihare et Watanabe (2003), on voit qu'il est nécessaire de contrôler l'humidité relative et la température à l'entrée et à la sortie de la chambre environnementale. On note qu'il s'agit dans cette méthode des paramètres de l'air seulement. Or, on voit que le processus d'évaporation est fortement lié à l'interaction sol-atmosphère. Ainsi, les réactions du sol durant l'évaporation sont importantes à comprendre afin de bien interpréter le phénomène d'évaporation. L'ensemble des paramètres du sol doit être fourni par la chambre environnementale. Parmi ces paramètres du sol, on cite la succion, la teneur en eau, la température et les paramètres de transfert comme la conductivité hydraulique et thermique. On note que la connaissance de la succion et de la température à la surface du sol est primordiale.

Comme l'indique la section I.5.2 du chapitre I, la prise en compte de la fissuration dans le calcul du taux d'évaporation est indispensable pour certains sols fins comme les argiles. Il est ainsi nécessaire de prévoir un dispositif permettant de caractériser la fissuration du sol en surface. Les paramètres les plus importants à déterminer sont le taux de fissuration, la largeur et la profondeur des fissures.

On a observé qu'en général, les 20 - 50 premiers centimètres du sol connaissent les variations les plus importantes de température et de succion. Cependant, dans des cas extrêmes de la sécheresse, on observe des variations significatives jusqu'à plus d'un mètre (Blight 1997). Il est donc préférable que le massif du sol dans la chambre environnementale puisse avoir une profondeur de plus d'un mètre.

On note que, parmi les résultats de  $AE/PE(s)$ , on observe rarement la troisième phase d'évaporation. Ceci pourrait être expliqué soit par la durée de l'essai trop courte, soit par la non représentativité du massif de sol, c'est-à-dire, l'épaisseur du sol est trop faible comme dans le cas de Wilson et al. (1997).

L'étude menée avec cette chambre environnementale est composée de deux parties : une partie sur l'humidification et une autre partie sur le séchage.

L'étude sur l'humidification a pour l'objectif principal de préparer un grand massif de sol relativement homogène. Pour cela, la structure de la chambre environnementale composée de plaques en plexiglas est d'abord montée et renforcée. Puis le sol sec tamisé y est compacté à une densité proche de celle in situ. Après la mise en place par compactage, le massif du sol est

humidifié depuis la surface par des précipitations artificielles. Durant cette phase, différents paramètres dans le sol sont mesurés comme la teneur en eau, la succion, la température ainsi que le gonflement à la surface du sol. Ces mesures permettent une étude approfondie sur l'infiltration du sol.

Dans l'étude sur le séchage, on fait des simulations de sécheresse en appliquant un courant d'air chauffé. La vitesse du vent et la température sont contrôlées, tandis que l'humidité relative est mesurée. Ces mesures sont effectuées à l'entrée et à la sortie de la chambre environnementale et elles permettent de calculer le taux d'évaporation. Comme le séchage provoque des fissures en surface, on a suivi l'évolution des fissures par un dispositif d'imagerie spécifique.

En parallèle, les essais élémentaires à l'œdomètre sont réalisés permettant la caractérisation hydromécanique du matériau étudié.

## II.2 Matériau : Argile verte de Romainville

Le sol étudié est l'argile verte de Romainville, un sol bien répandu dans le bassin parisien et il est connu comme un sol très gonflant. En réalité, sur cette formation de sol, on a relevé de nombreux sinistres aux bâtis causés par la sécheresse ces dernières années (Audiguier et al. 2007; Plat et al. 2007).

On a prélevé l'argile dans la carrière à Villeparisis, à l'Est de Paris (Figure II.1). Sa teneur en eau massique au moment du prélèvement est de 38%.



Figure II.1. Lieu du prélèvement de l'argile verte de Romainville

Ses propriétés géotechniques sont présentées dans le Tableau II-1 (Cojean et al. 2009; Laribi et al. 2008).

Tableau II-1. Propriétés géotechnique de l'argile verte de Romainville (Cojean et al. 2009; Laribi et al. 2008)

Propriétés	Argile verte de Romainville
Teneur en carbonate (%)	12,6
Teneur en matière organique (%)	0,12
Surface spécifique (m <sup>2</sup> /g)	98
Valeur de bleu méthylène	6,5
Limite de liquidité (%)	75
Limite de plasticité (%)	40
Limite de retrait (%)	16
Indice de plasticité (%)	35
< 2 µm (%)	84
Densité sèche des particules (Mg/m <sup>3</sup> )	2,79

On constate que l'argile verte contient une fraction importante de fines (84% < 2 µm). Dans le diagramme de plasticité de Casagrande, cette argile est dans la zone des sols organiques très plastiques et assez proche de la zone des argiles très plastiques (Cojean et al. 2009). Avec une teneur en eau naturelle de 38%, ce sol est considéré comme une argile possédant un grand potentiel de retrait-gonflement (Williams et Donaldson 1980). De plus, le degré de susceptibilité au retrait-gonflement de ce sol basé sur les critères lithologiques, minéralogiques, géotechniques est de 4 sur 4 (Plat et al. 2007). Ceci a été confirmé par l'étude sur ce sol intact et remanié soumis à des cycles hydriques (séchage et humidification) qui montre un taux important de retrait et de gonflement et une transformation progressive et irréversible de la microstructure (Geremew et al. 2008).

Les propriétés hydro-mécaniques de l'argile verte de Romainville intacte et compactée sont étudiées (Ta et al. 2009; Ta et al. 2008b). L'étude sur l'argile verte intacte montre une forte aptitude au retrait - gonflement sous l'effet des sollicitations hydriques. En effet, un retrait volumique de 33% est constaté durant le séchage à succion contrôlée :  $s = 0 - 40 - 216$  MPa. La courbe de rétention d'eau montre une forte succion au point d'entrée d'air : 13,1 MPa (Cui et al. 2006). En dessous de cette valeur de succion, la variation volumique du sol due à la variation de succion est très importante.

Les essais oedométriques à succion contrôlée montrent aussi une forte influence de la succion sur la compressibilité du sol. En effet, dans le cas du sol intact, la pression de préconsolidation augmente de 140 kPa (à  $s = 0$ ) à 190 kPa (à  $s = 0,5$  MPa) ; elle dépasse 800 kPa à  $s = 9$  MPa (Figure II.2). Ces résultats sont en accord avec les résultats existants dans la littérature pour les sols gonflants (Lloret et al. 2003; Tang et al. 2008a) : l'augmentation de la succion augmente la pression de préconsolidation et diminue l'indice de compression  $C_c$ .

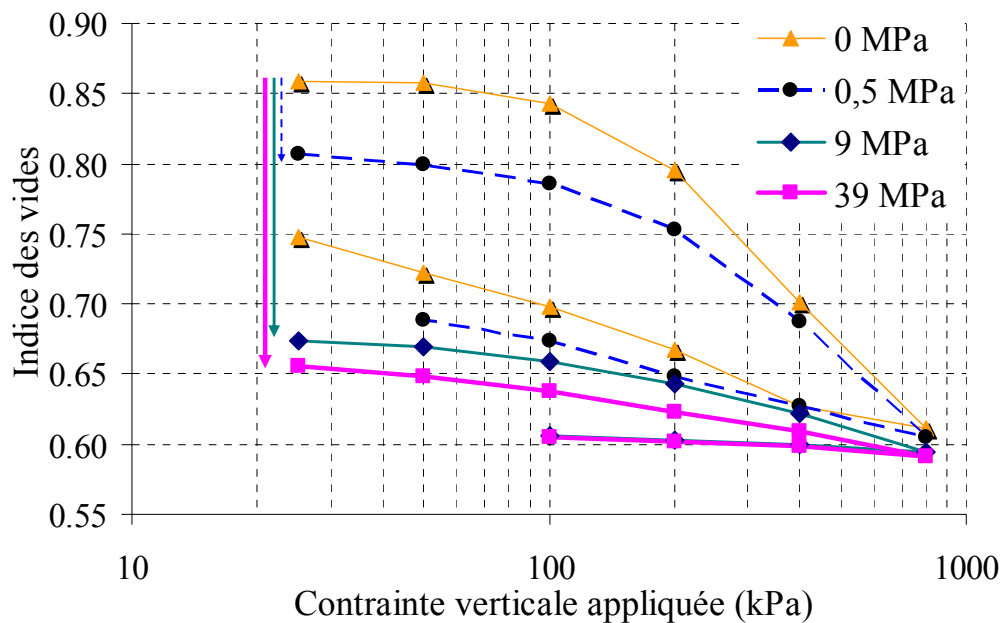


Figure II.2. Courbes oedométriques à différentes succions

Ces résultats sur le comportement hydromécanique de l'argile verte mettent en évidence sa forte aptitude au retrait – gonflement sous l'effet des sollicitations hydriques. Ce comportement explique les dégâts importants relevés sur les bâtis reposant sur ce type de sol dans le bassin parisien.

### II.3 Capteurs utilisés dans la chambre environnementale

#### II.3.1 Introduction

On rappelle qu'avec la chambre environnementale on réalise à la fois des mesures dans le sol, dans l'air et à la surface du sol. Dans le sol, les mesures concernent la teneur en eau volumique, une large gamme de succion, la température et la conductivité électrique. A la surface du sol, les données concernent la température, le gonflement du sol pendant la phase d'humidification et les fissures pendant la phase de séchage. Dans l'air, on mesure l'humidité relative, la température, la vitesse du vent et le débit d'air.

Le Tableau II-2 présente l'ensemble des capteurs et des appareils utilisés. Ces dispositifs expérimentaux sont précisés par leur gamme de mesure, la précision et la position dans la chambre environnementale.

Parmi ces capteurs, certains nécessitent un étalonnage préalable comme les sondes de teneur en eau volumique, ou une procédure de mise en service spécifique comme le psychromètre et en particulier les tensiomètres de haute capacité. Ces capteurs sont présentés en détail dans les sections suivantes. Les autres capteurs comme les LV, les PT, les capteurs résistifs ou le débitmètre sont fournis avec un pré-étalonnage et leurs mesures sont relativement indépendantes des conditions externes comme le type de sol, l'alimentation électrique, etc. Ainsi, pour ces capteurs, l'étalonnage n'est pas nécessaire. Néanmoins, les RS, pour la mesure de température, sont étalonnés en utilisant les PT.



Tableau II-2. Capteurs et appareils utilisés pour la chambre environnementale (T = Température, C = Conductivité électrique,  $\theta$  = Teneur en eau volumique,  $S_m$  = Succion matricielle,  $S_t$  = Succion totale, h = Humidité relative, D = Déplacement)

Nom	Type	Fabricant	Modèle	Paramètre mesuré	Etendue de mesure	Précision	Nombre de capteurs	Position de mesure	Référence
TS	Tensiomètre de haute capacité	ENPC		$S_m$	0 – 1500 kPa	—	6	Parois	Mantho( 2005)
PS	Psychromètre	Wescor	PST-55	$S_t$	50– 8000 kPa	$\pm 0,03$ MPa	8	Parois	WESCOR (2004)
RS	Sonde de résistance	Elcowa	T3111	h T	0 – 100% -30°C à +150°C	$\pm 2,5\%$ $\pm 0,4^\circ\text{C}$	10	Parois Air	Comet (2008)
TP	ThetaProbe	Delta-T	ML2x	$\theta$	0 – 100%	$\pm 1,0\%$	5	Sol	Delta-T (1999)
EC	Capacité	Decagon	ECH <sub>2</sub> O-TE	$\theta$ C T	0 – 100% 0 – 50dS/m -40 à +50°C	$\pm 3,0\%$ $\pm 10,0\%$ $\pm 1,0^\circ\text{C}$	5	Sol	DECAGON (2007)
PT	Sonde à résistance de platine	Correge	PT100 0	T	0 – 100°C	$\pm 0,3^\circ\text{C}$	10	Sol	Correge (2008)
	Thermistance	Radiospare	DO-35	T	-40 à +250	$\pm 2,0\%$	10	Air	Radiospare.fr
	Thermomètre infrarouge	Calex	Pyrope n – D	T	- 20 à +500°C	$\pm 1,0\%$	1	Surface	CALEX (2008)
LV	Capteur différentiel des variables linéaires	FGP	DX20E L	D	0-50 mm	$\pm 0,125$ mm	15	Surface	FGP_Sensors_Instrumentation (2004)
	Appareil de photo numérique	Canon	450 D	Photo	-	10 Megapixel	1	Surface	www.canon.fr
	Débitmètre	McMillan	S-110	Débit	0 à 500 L/min	$\pm 3,0\%$	1	Air	McMillan (2008)
	Anémomètre	Lutron	AM-4202	Vitesse du vent	0,2 à 20 m/s	$\pm 5,0\%$	1	Air	Lutron_Its (2007)

### II.3.2 ThetaProbe (TP) et ECH<sub>2</sub>O-TE (EC)

Il s'agit des sondes électromagnétiques de mesure de teneur en eau volumique dont le principe est de mesurer la constante diélectrique du sol (Topp et al. 1980). En fait, la constante diélectrique du sol est fortement influencée par la présence d'eau dans le sol, car la valeur pour l'eau est élevée (81) par rapport à celle des solides (4) et à celle de l'air (1).

La sonde TP fait partie du groupe ADR (Amplitude Domain Reflectometry, (Munoz-Carpena 2004). Son principe est simple. La sonde génère une onde sinusoïdale de 100 MHz de fréquence dans une ligne coaxiale traversant deux parties : la première partie est le corps de la sonde et la deuxième partie comprend les quatre électrodes métalliques et le sol qui entoure ces électrodes. Suite à la différence d'impédance entre les deux parties, une partie d'onde reflète en arrière à la frontière entre les deux parties et provoque des interférences dans la sonde. La différence de voltage interfèrent entre deux extrémités de la sonde permet de calculer l'impédance du sol, ensuite sa constante diélectrique (Gaskin et Miller 1996).

La sonde EC est une sonde capacitive qui opère à 70 MHz. Le principe de cette sonde est de mesurer le temps du chargement électrique du condensateur qui compose la sonde et le sol environnant. Cette valeur de temps permet le calcul de la constante diélectrique du sol (Nemali et al. 2007).

L'étalonnage de la sonde TP est réalisé sur l'argile verte de Romainville, sur le sable de Fontainebleau et sur un lœss, à l'aide d'un moule métallique d'un diamètre de 70 mm et d'une hauteur de 80 mm. La sonde EC est étalonnée sur l'argile verte de Romainville seulement. Les sols utilisés sont d'abord préparés à la teneur en eau voulue (de 0 à 55%) puis compactés dans le moule métallique par une presse mécanique. Pour que la densité du sol ne soit pas affectée par la mesure, les pré-trous d'un diamètre légèrement inférieur à celui des quatre électrodes de la sonde TP sont réalisés par forage à l'aide d'une perceuse (Figure II.3). La teneur en eau est vérifiée avant et après chaque mesure.



Figure II.3. Préparation des mesures du capteur TP. Réalisation des pré-trous

Le résultat de l'étalonnage de ces deux sondes sur l'argile verte de Romainville est présenté sur la Figure II.4. Pour la sonde TP, il s'agit de la corrélation entre la racine carrée de la constante diélectrique et la teneur en eau volumique imposée. Dans une large gamme de teneur en eau de 0 à 60%, on observe une bonne linéarité avec un écart type de 0,93. Quant à la sonde EC, il s'agit de la relation entre la sortie brute *RAW* et la teneur en eau volumique. La sortie *RAW* de cette sonde est proportionnelle à la constante diélectrique du sol (relation non communiquée par le fabricant). On constate de nouveau une bonne relation linéaire entre *RAW* et la teneur en eau volumique dans une large gamme, de 20 à 60%.

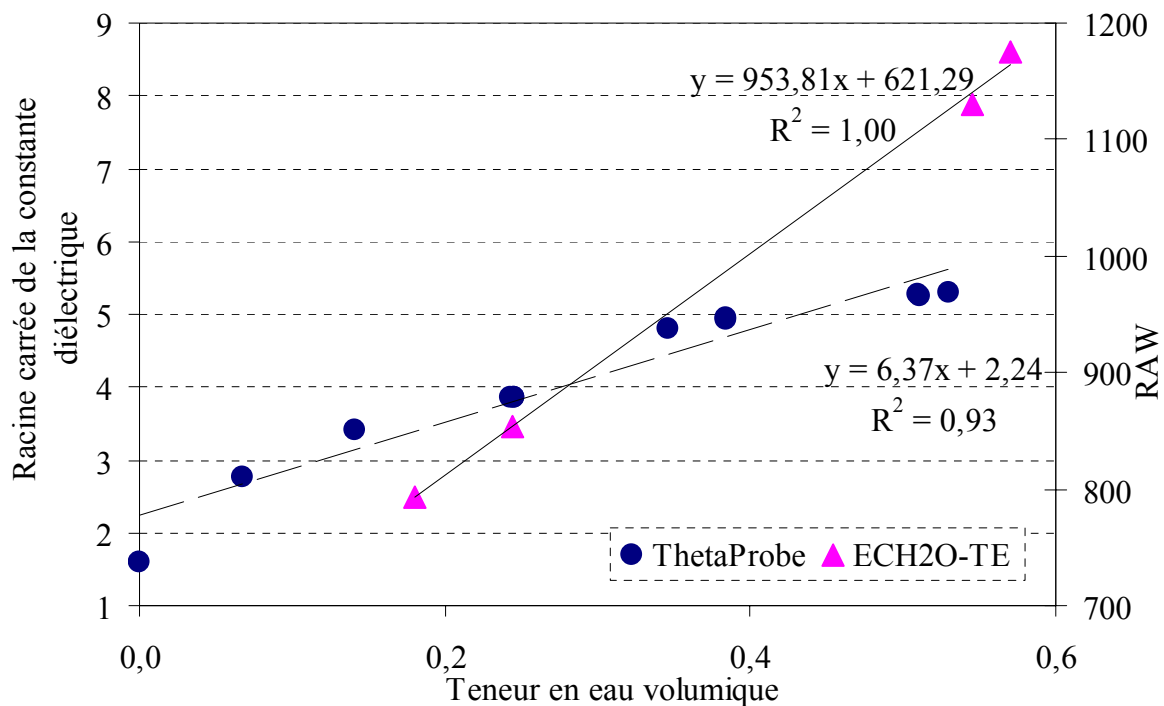


Figure II.4. Résultats de l'étalonnage (avec l'argile verte de Romainville) : racine carrée de la constante diélectrique (sonde TP) et RAW (sonde EC) en fonction de la teneur en eau volumique avec leurs courbes de tendance correspondantes.

Le résultat de l'étalonnage montre un bon fonctionnement des sondes TP et EC. La sonde TP est capable de couvrir une large gamme de mesure de teneur en eau de l'argile verte. La sortie en constante diélectrique (à la racine au carré) de la sonde est en bonne relation linéaire avec la teneur en eau volumique. Ce résultat est en bon accord avec les résultats trouvés dans la littérature (Gaskin et Miller 1996; Robinson et al. 1999).

Afin de confirmer la performance de la sonde TP, les résultats d'étalonnage avec différents sols sont comparés avec les mesures réalisées sur quatre sables différents par Robinson et al. (1999). Le résultat (Figure II.5) met en évidence la bonne performance de la sonde TP pour différents sols. En effet, bien qu'il s'agisse plutôt d'une corrélation polynomiale d'ordre 3, une relation linéaire reste toujours satisfaisante (Figure II.4). Les deux paramètres  $a_0$ ,  $a_1$  trouvés dans la relation entre la racine au carré de la constante diélectrique et la teneur en eau volumique dans ce travail ( $\sqrt{K} = a_0 + a_1\theta$ ) sont de 6,37 et de 2,24 respectivement. Ces deux valeurs sont différentes de celles proposées par le fabricant et par Gaskin et Miller (1996) : 8,4 et 1,6, ainsi que celles trouvées par Nemali et al. (2007) : 8,67 et 1,19. Cette différence confirme la nécessité d'un étalonnage spécifique pour chaque type de sol concerné.

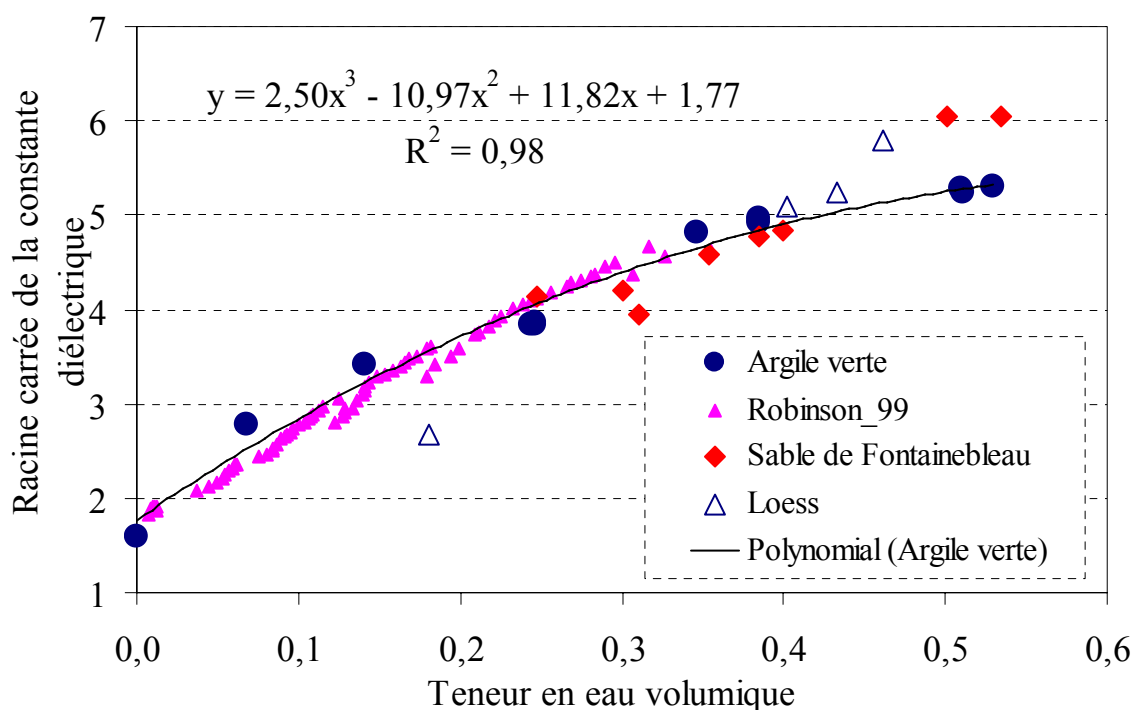


Figure II.5. Etalonnage de la sonde TP avec différents sols et en comparaison avec les résultats de Robinson et al. (1999) avec 4 sables différents

Les deux paramètres dans la relation entre  $RAW$  et la teneur en eau volumique pour la sonde EC (Figure II.4) sont compatibles avec ceux proposés par le fabricant pour le sol minéral. Cette compatibilité confirme la méthode d'étalonnage adoptée.

### II.3.3 Tensiomètre



Figure II.6. Tensiomètre de haute capacité

Le tensiomètre de haute capacité (Figure II.6) développé dans le cadre de la thèse de Mantho (2005, voir aussi Cui et al. 2008b) est capable d'assurer le suivi de succion jusqu'à 1500 kPa avec une précision d'une dizaine de kPa. Le capteur mesure la pression négative exercée par le sol à

travers une pierre poreuse céramique sur l'eau contenue dans un petit réservoir. Ce principe paraît simple mais il demande en fait une attention particulière de mise en service afin d'assurer une bonne précision de mesure, une capacité de mesure élevée (1500 kPa) et un temps de mesure long (retarder le phénomène de cavitation). La procédure de mise en service comprend en général une première saturation, l'étalonnage, la mesure, la cavitation et la resaturation puis l'étalonnage nouveau. Dans le présent travail, on s'est basé sur la procédure de Mantho (2005) en apportant des modifications dans la procédure de resaturation et surtout dans la première saturation en raison d'un grand nombre de capteurs utilisés.

### II.3.3.1 Première saturation simultanée pour plusieurs tensiomètres

La première saturation joue un rôle important pour la performance d'un tensiomètre en termes de capacité de mesure et de durée d'utilisation (Mantho 2005). Ce travail demande une bonne préparation des dispositifs expérimentaux et un respect strict de la procédure expérimentale.

#### II.3.3.1.1 Dispositifs expérimentaux

- Un contrôleur pression-volume (CPV) de haute capacité (4000–5000 kPa minimum)
- Une cellule de saturation avec piédestal assurant la verticalité de la cellule (Figure II.7). Cette cellule permet de loger 6 capteurs tensiomètres simultanément

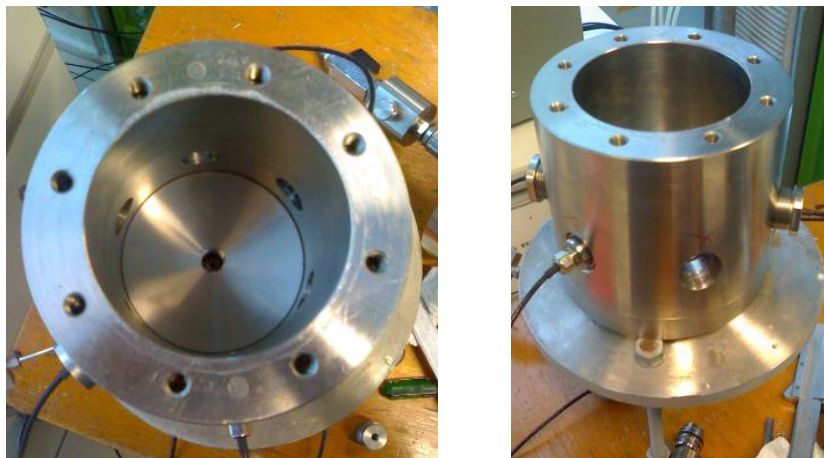


Figure II.7. Préparation de la cellule de saturation (à gauche : vue du dessus, à droite : vue de profil)

- Une pompe à vide
- Un réservoir (bouteille) d'eau aérée et déminéralisée
- Système de tuyaux et de vannes monté comme indiqué sur la Figure II.8
- Tensiomètres avec pierres poreuses céramiques collées, montés sur la cellule
- Cinq bouchons pour remplacer éventuellement des tensiomètres

- Conteneurs pour les tensiomètres après la saturation. Ces conteneurs contiennent une petite quantité d'eau pour protéger d'éventuelle désaturation des tensiomètres.

#### II.3.3.1.2 Procédure expérimentale

Cette procédure permet de saturer simultanément 6 tensiomètres au maximum. Certains capteurs pourraient être remplacés par des bouchons.

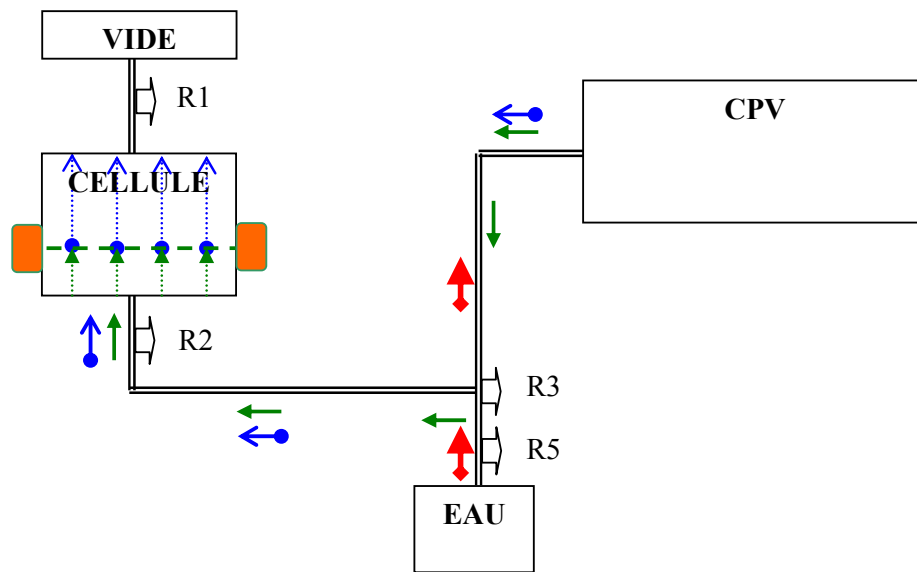


Figure II.8. Schéma de la première saturation des tensiomètres

Au début, toutes les vannes sont fermées. On suit ensuite la procédure suivante.

1. Ouvrir la vanne R1. Appliquer le vide dans la cellule pendant 2 heures
2. Ouvrir la vanne R2, R3. La pression mesurée par CPV devrait être d'environ 97 kPa. Envoyer 170 000 mm<sup>3</sup> d'eau à la cellule par le CPV (pendant environ 30 minutes). Le niveau d'eau se trouve maintenant à la moitié des tensiomètres
3. Continuer à appliquer le vide pendant 2 heures
4. Fermer R2, ouvrir R5, remplir le CPV. Fermer R5, ouvrir R2, envoyer 170 000 mm<sup>3</sup>.
5. Répéter l'étape 4
6. Arrêter et débrancher doucement la pompe à vides. La pression dans la cellule augmente à 0 kPa
7. Répéter l'étape 4. Arrêter le CPV quand l'eau est sortie de la vanne R1. Fermer la vanne R1 en veillant à ce que toute bulle d'air soit évacuée

8. Appliquer par palier des cycles de pression de 0 à 4000 kPa
9. Appliquer une pression de 4000 kPa pendant 2 jours
10. Faire un étalonnage (0 – 2000 kPa) de ces tensiomètres et comparer le résultat avec celui avant le collage de pierres poreuses
11. Baisser la pression à 0 kPa. Sortir et poser les tensiomètres dans les containers prévus.

L'utilisation des capteurs peut être commencée après une demi-journée (le temps nécessaire pour que les capteurs reviennent à leurs états d'équilibre sans pression).

### II.3.3.2 Etalonnage du tensiomètre de haute capacité

Bien que le tensiomètre mesure la pression négative, son étalonnage est réalisé dans la gamme de pression positive (Tarantino et Mongiovi 2003). Dans cette étude, les tensiomètres sont étalonnés avec le CPV. On note qu'il est préférable d'étalonner le tensiomètre deux fois : avant la mise en place de la pierre poreuse et après la première saturation. On note également qu'il est nécessaire d'étalonner ce type de capteur avant chaque utilisation (Mantho 2005).

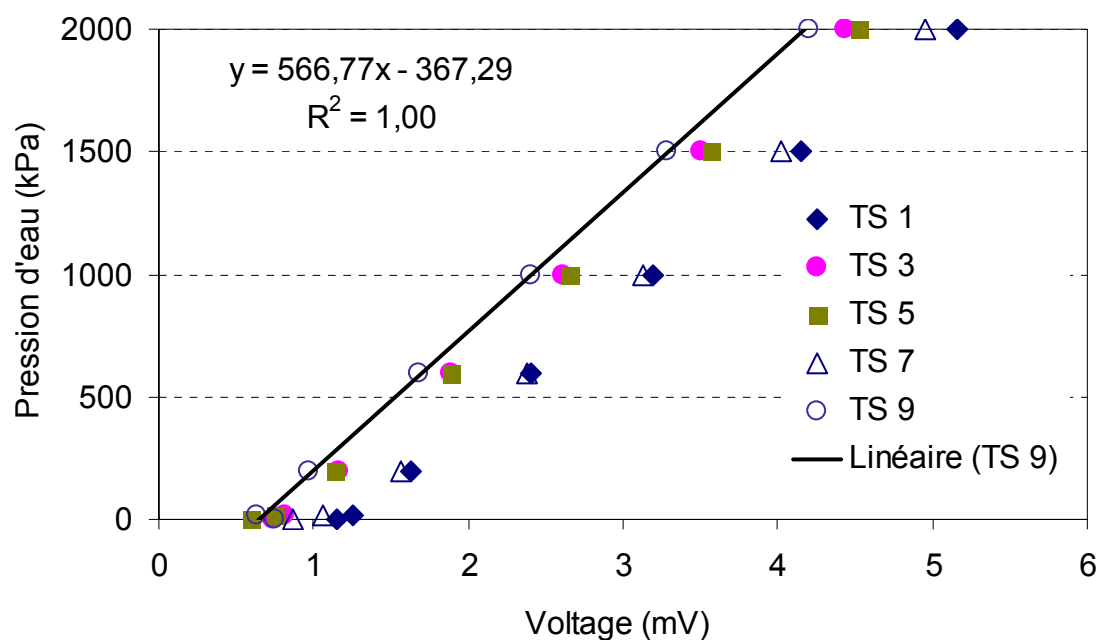


Figure II.9. Résultat d'étalonnage des 5 tensiomètres

La Figure II.9 présente le résultat d'étalonnage de cinq tensiomètres TS1, TS3, TS5, TS7, TS9 après la première saturation avec une courbe de tendance pour le TS9. On observe d'abord une bonne linéarité entre la pression d'eau appliquée et le voltage enregistré. Ce constat est valable pour les cinq tensiomètres. De plus, les pentes de ces cinq droites sont proches.

### II.3.3.3 Resaturation du tensiomètre de haute capacité

Cette procédure peut être appliquée avec la grande cellule (6 tensiomètres) ou avec la petite cellule (1 tensiomètre). On rappelle que la resaturation doit être faite après chaque utilisation de tensiomètre. Elle permet de remettre le capteur dans son état initial après la première saturation. Le dispositif utilisé pour la resaturation est le même que le dispositif pour la première saturation (Figure II.8).

1. Appliquer le vide pendant au moins 8 heures (24 heures de préférence)
2. Aérer 800 ml d'eau déminéralisée pendant au moins 3 heures
3. Remplir doucement la cellule en appliquant le vide et en connectant la cellule à la bouteille d'eau aérée
4. Appliquer des cycles de pression 0 – 4000 kPa par un CPV pendant 2 heures
5. Maintenir la pression de 4000 kPa pendant 2 jours
6. Etalonner les tensiomètres dans la gamme de pression de 0 – 2000 kPa
7. Baisser la pression à 0 kPa avant d'enlever les tensiomètres
8. Laisser les tensiomètres dans les conteneurs d'eau pendant au moins une demi-journée avant utilisation.

### II.3.4 Psychromètre

Le psychromètre détermine la succion du sol en mesurant l'humidité relative de l'air dans les pores du sol. Une présentation détaillée de ce type de capteur peut être trouvée dans le travail de Andraski et Scanlon (2002) et de Skierucha (2005). En réalité, le psychromètre est dédié aux sols secs puisqu'il peut mesurer une succion jusqu'à 8 MPa. Grâce à sa petite taille, il s'équilibre rapidement avec l'environnement (Figure II.10). Néanmoins, il est influencé par le gradient thermique (Andraski et Scanlon 2002).

Le principe de fonctionnement de ce capteur est relativement complexe. En effet, le capteur enregistre l'évolution du voltage qui est proportionnel à la température de la jonction du capteur au cours d'un processus de refroidissement et de réchauffement. Cette évolution donne naissance à une courbe dont le plateau correspond à la température du point de rosée. Cette valeur en voltage est proportionnelle à l'humidité relative de l'air environnant, c'est-à-dire la succion totale du sol. Le fonctionnement du capteur est détaillé dans les parties suivantes.



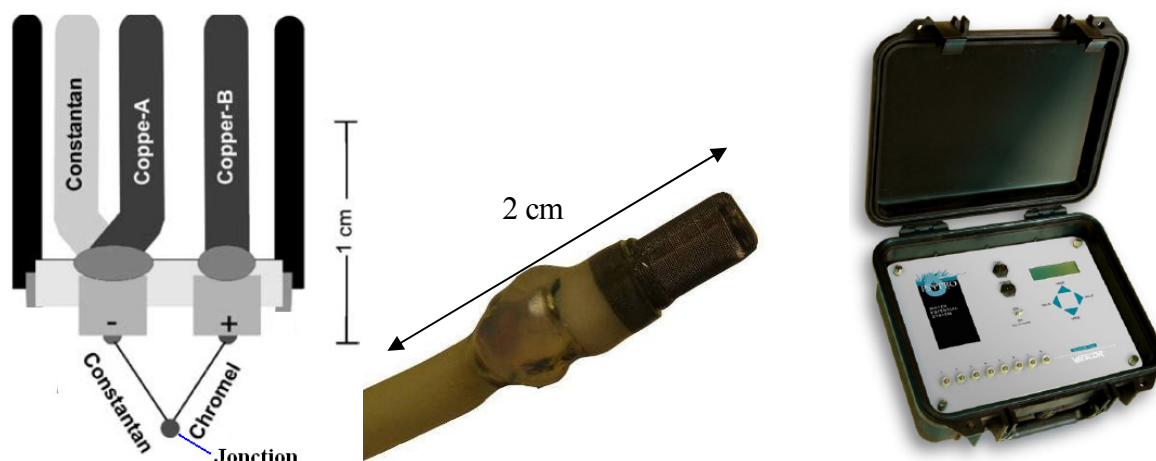


Figure II.10. A gauche : le schéma du capteur (Skierucha 2005) ; au centre : une photo du capteur ; à droite : la centrale d'acquisition pour 8 capteurs

#### II.3.4.1 Principe du fonctionnement du système

La centrale d'acquisition (Figure II.10) permet une mesure autonome sans ordinateur. C'est un accessoire indispensable puisqu'il sert à alimenter en même temps l'ensemble des psychromètres (8 au maximum) à acquérir, et enregistrer toutes les données. La configuration peut être faite par ordinateur ou par cette centrale. Le principe du fonctionnement du système est détaillé ci-dessous.

1. Le thermocouple est d'abord refroidi par l'application d'un courant de refroidissement Peltier de 8 mA d'intensité pour une durée déterminée. Cette durée est suffisamment longue pour baisser la température en dessous de la température du point de rosée. Cette baisse de température conditionne donc la condensation sur la jonction du thermocouple.

2. Suite à la condensation, le courant de refroidissement est coupé, ce qui permet au thermocouple de se réchauffer vers la température ambiante. Quand la température du bulbe humide de dépression est atteinte, le refroidissement dû à l'évaporation de l'eau sur la jonction va maintenir la température de la jonction constante. C'est le début du plateau de bulbe humide. Pour les sondes utilisées dans ce travail, ce plateau apparaît souvent quelques secondes après l'arrêt du refroidissement.

3. Après l'arrêt du courant de refroidissement, l'enregistrement du voltage est démarré. Un délai de 3 à 5 secondes est souvent suffisant pour s'assurer que la mesure est faite pendant la présence du plateau de bulbe humide. Une fois que la température du thermocouple est presque constante (pendant l'évaporation de l'eau qui vient de la jonction), plusieurs lectures peuvent être faites et on calcule la moyenne afin d'assurer la précision de la mesure.

Pendant l'évaporation de l'eau de la jonction du thermocouple, la température du thermocouple continue à augmenter jusqu'à ce que la température ambiante soit atteinte.

#### II.3.4.2 Procédure de mise en marche

Comme la mesure avec psychromètre est relativement délicate, il est fortement recommandé de faire des essais avant chaque mise en service. Cette expérience a deux objectifs : 1) se familiariser

avec le logiciel et la centrale d'acquisition, et 2) déterminer les paramètres de mesure, en particulier les paramètres de temps.

En général, la procédure suivante est utilisée.

1. Vérifier la batterie de la centrale d'acquisition ( $> 11,7$  V)
2. Vérifier la liaison entre l'ordinateur et la centrale (Tool – Contact PSYPRO)
3. Mettre à jour le temps (Tool – Set PSYPRO Time)
4. Enregistrer toutes les données existantes (Tool – Save PSYPRO data)
5. Effacer toutes les données existantes (Tool – Clear PSYPRO memory)
6. Configurer les nouveaux paramètres souhaités (Tableau PSYPROS setting)
7. Enregistrer la nouvelle configuration dans un fichier (File – Save PSYPRO settings – file)
8. Enregistrer la nouvelle configuration dans la centrale d'acquisition (File – Save PSYPRO settings – PSYPRO)
9. Démarrer la mesure et éteindre l'ordinateur (optionnel).

#### II.3.4.3 Etalonnage des psychromètres

L'étalonnage des psychromètres est réalisé en mettant ces capteurs dans des solutions NaCl de différentes molalités (Tableau II-3). Ces solutions imposent des valeurs de succion allant de 0,23 à 8,17 MPa. Il est important de noter que les capteurs doivent être absolument immergés dans ces solutions et un temps d'équilibre de quelques heures est nécessaire.

Tableau II-3. Solutions NaCl utilisées pour l'étalonnage des psychromètres

Molalité (moles/1000 g)	Succion (MPa) (à $T=25^{\circ}\text{C}$ )
0,05	0,234
0,2	0,915
0,5	2,281
0,7	3,210
0,9	4,158
1,1	5,127
1,3	6,119
1,5	7,134
1,7	8,170

Lors de l'étalonnage, une étude paramétrique est également réalisée. Cette étude sert à déterminer les jeux de paramètres adéquats pour les gammes de succions correspondantes. Un exemple pour le cas où la succion imposée est de 4 MPa est présenté sur la Figure II.11. Sur cette figure, le voltage est enregistré en fonction du temps. Les différentes courbes sont obtenues en faisant varier le temps de refroidissement de 15 à 60 s. Seul le cas de 50 s de refroidissement, 60 s d'enregistrement est utilisé.

On note qu'en général les courbes se divisent en trois parties : un plateau des valeurs maximales, une diminution rapide et une phase de stabilisation d'un voltage de zéro. On remarque ensuite un déplacement à gauche pour un temps de refroidissement moins important. Cela correspond à un plateau des valeurs maximales plus court. De plus, ce plateau est de moins en moins formé quand le temps de refroidissement diminue.

On rappelle que la valeur moyenne du plateau est généralement utilisée pour calculer la succion. Or cette valeur moyenne dépend fortement du temps de considération pour ce plateau. En l'occurrence, 45 s peuvent être utilisées pour le cas de 60 s de refroidissement, ou une valeur de 20 s donnerait un résultat voisin. En revanche, 45 s paraissent trop longues pour le cas de 15 s de refroidissement car cette durée englobe l'ensemble de cette courbe.

D'autre part, on observe pour le cas de 50 s de refroidissement, 60 s d'enregistrement ne sont apparemment pas suffisantes car la formation des trois parties de cette courbe n'est pas encore terminée.

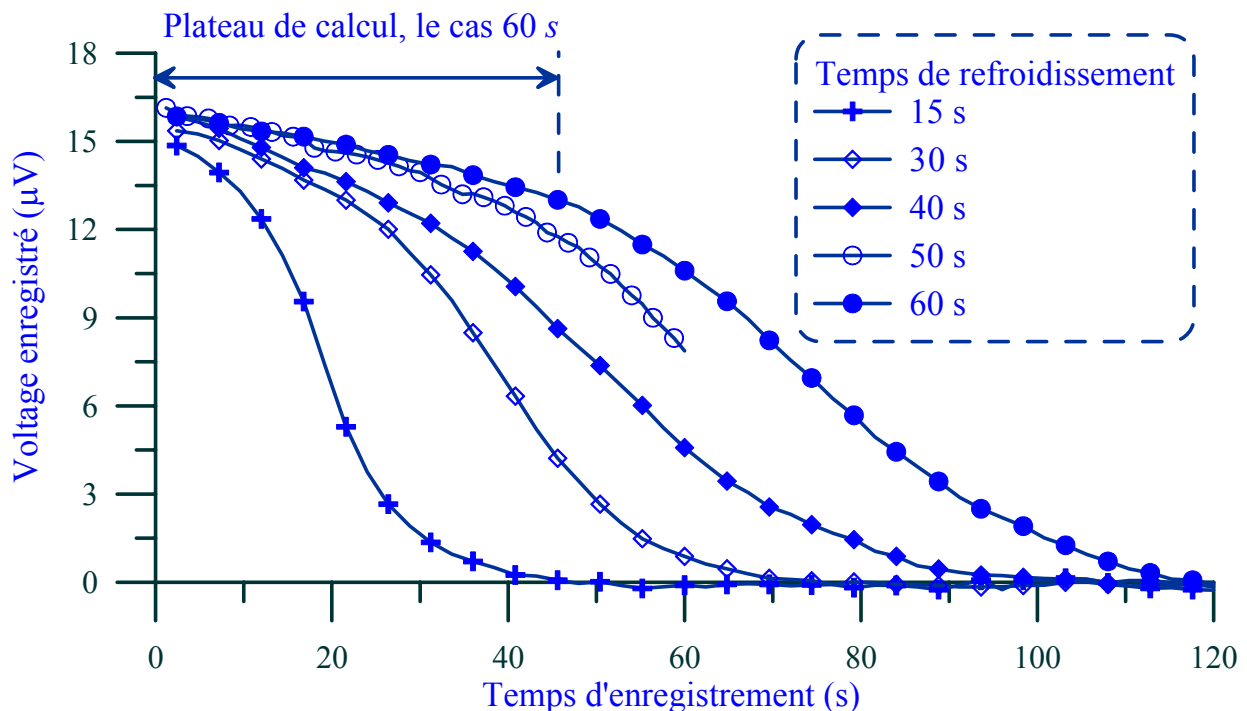


Figure II.11. Etude paramétrique pour une succion de 4,2 MPa

Cet exemple de calcul permet de donner les remarques suivantes :

1. Au lieu d'utiliser un calcul automatique avec un temps de calcul du plateau donné, il est préférable d'utiliser les mesures brutes pour tracer les courbes et de déterminer des valeurs à partir de cette courbe.
2. Bien que plusieurs auteurs proposent un temps de refroidissement variant entre 15 et 30 s pour toute la gamme de mesure de 0 à 8 MPa (Andraski et Scanlon 2002), il est nécessaire de faire varier cette valeur en fonction de la valeur de succion mesurée pour une meilleure précision : plus la

succion est élevée, plus la durée de refroidissement est longue. On note que le temps d'enregistrement est également proportionnel au temps de refroidissement.

Ces remarques sont utilisées dans ce travail et le résultat d'étalonnage des PS est présenté sur la Figure II.12. On remarque d'abord que la capacité de mesure du psychromètre est effectivement de 8 MPa. Sauf pour le capteur PS 5 dans la gamme de haute succion, les résultats d'étalonnage montrent une bonne linéarité entre le voltage du plateau et la succion imposée, avec une pente similaire pour tous les trois capteurs. La différence du PS 5 quand la succion est forte est probablement due à un problème électrique interne du capteur.

La pente identifiée est de 3,7. On note que cette valeur est légèrement différente de celle proposée par le fabricant : 4,5 (WESCOR 2004). En fait, ce coefficient de corrélation peut varier en fonction de la géométrie du capteur et de l'intensité du courant électrique alimenté par la centrale d'acquisition.

La bonne similarité de trois capteurs confirme la qualité de l'étalonnage des psychromètres. Et c'est ainsi que la pente de 3,7 est utilisée pour l'ensemble des 8 psychromètres dans la gamme de 0 à 8 MPa.

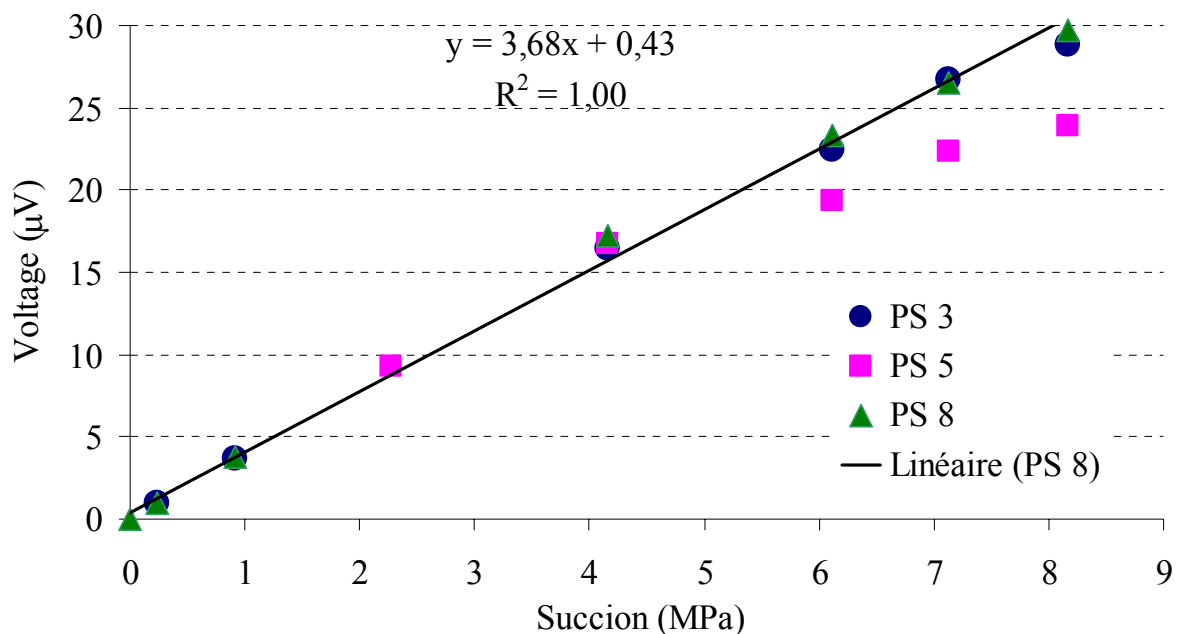


Figure II.12. Etalonnage des psychromètres

### II.3.5 Thermomètre infrarouge

Le thermomètre infrarouge est installé sur le couvercle de la chambre environnementale. Il assure le suivi de la température à la surface du sol pendant la phase de séchage. Ce capteur est initialement alimenté par un jeu de piles puis par un courant continu, l'étalonnage est donc réalisé pour ces deux cas.

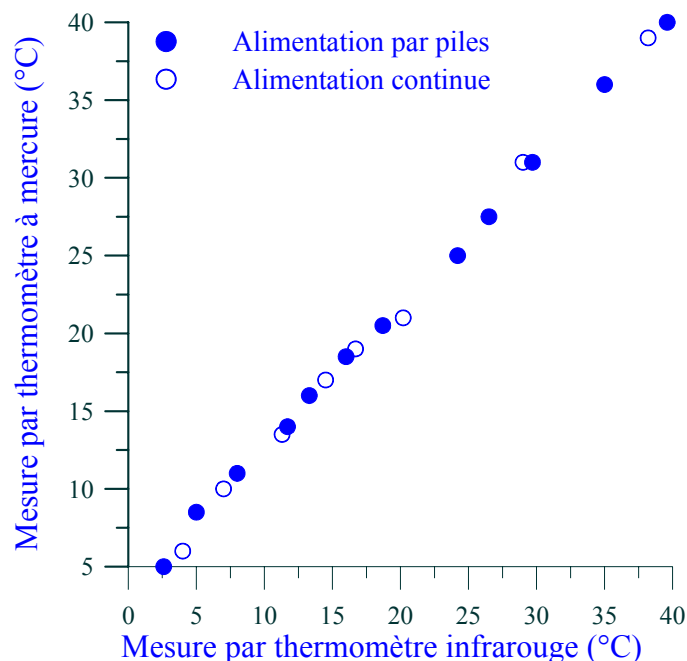


Figure II.13. Etalonnage du thermomètre infrarouge

Les mesures du capteur sont comparées avec celles réalisées par un thermomètre à mercure du laboratoire. Ces mesures sont effectuées dans différents pots remplis d'eau à différentes températures. On note que le thermomètre infrarouge mesure la température à la surface du sol, tandis que le thermomètre à mercure est immergé dans l'eau et mesure donc la température dans l'eau. Néanmoins, le pot d'eau est petit et le thermomètre à mercure est maintenu proche de la surface d'eau. Ainsi, on peut considérer que les deux capteurs couvrent la même zone.

Les résultats sont présentés sur la Figure II.13. On y constate d'abord une bonne superposition entre deux séries avec deux types d'alimentation. Le capteur est donc insensible à l'alimentation électrique. On observe d'autre part une bonne linéarité entre les mesures faites par le thermomètre infrarouge et celles par le thermomètre à mercure. Cette bonne corrélation confirme la pertinence du capteur infrarouge.

## II.4 Dispositifs expérimentaux et procédure expérimentale en phase d'humidification

### II.4.1 Dispositifs expérimentaux

Les vues schématiques de la chambre environnementale sont présentées sur la Figure II.14 et une photo montrant son côté avant est présentée sur la Figure II.15. La chambre environnementale mesure 800 mm de largeur, 1000 mm de longueur et 1550 mm de hauteur (Figure II.14a). On note également que la hauteur initiale du sol est de 1000 mm.

La chambre environnementale est composée de quatre plaques acryliques assemblées par de la colle époxy. Le fond de la chambre environnementale est fixé par une plaque de PVC (30 mm d'épaisseur). En haut, une plaque acrylique est placée comme couvercle.

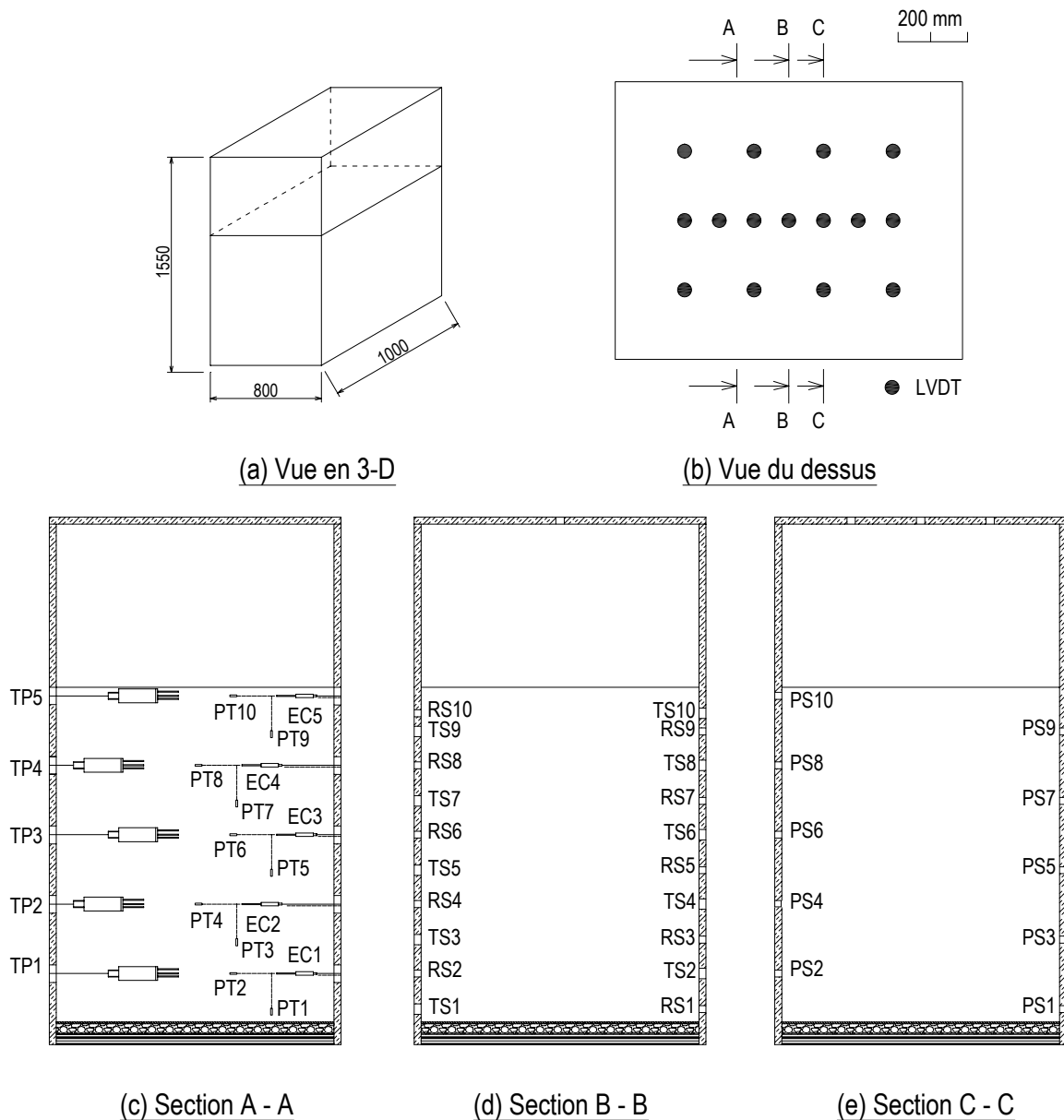


Figure II.14. Vue schématique de la chambre environnementale

Le système est ensuite renforcé par quatre barres métalliques de forme V aux quatre coins, puis confiné par plusieurs barres métalliques latérales afin d'assurer une résistance suffisante contre la pression latérale exercée par le massif de sol. Enfin la colle silicone est utilisée pour sceller les joints entre les plaques pour assurer l'étanchéité de la chambre environnementale.

L'emplacement des quinze capteurs de déplacement LVDT (LV) est précisé sur la Figure II.14b. On note que la disposition des LVDT sur une grande surface permet de relever l'évolution du déplacement de la surface du sol à différentes positions.

Dans le sol, cinq capteurs ThetaProbe (TP) et cinq capteurs ECH<sub>2</sub>O-TE (EC) sont placés au même niveau tous les 200 mm et sur deux côtés opposés du massif afin de suivre les variations de la teneur en eau volumique dans l'ensemble du massif de sol. Cette disposition est présentée sur la

Figure II.14c. Cette figure indique également la position des dix capteurs de mesure de température (PT) qui sont disposés tous les 100 mm sur la hauteur de la chambre environnementale.

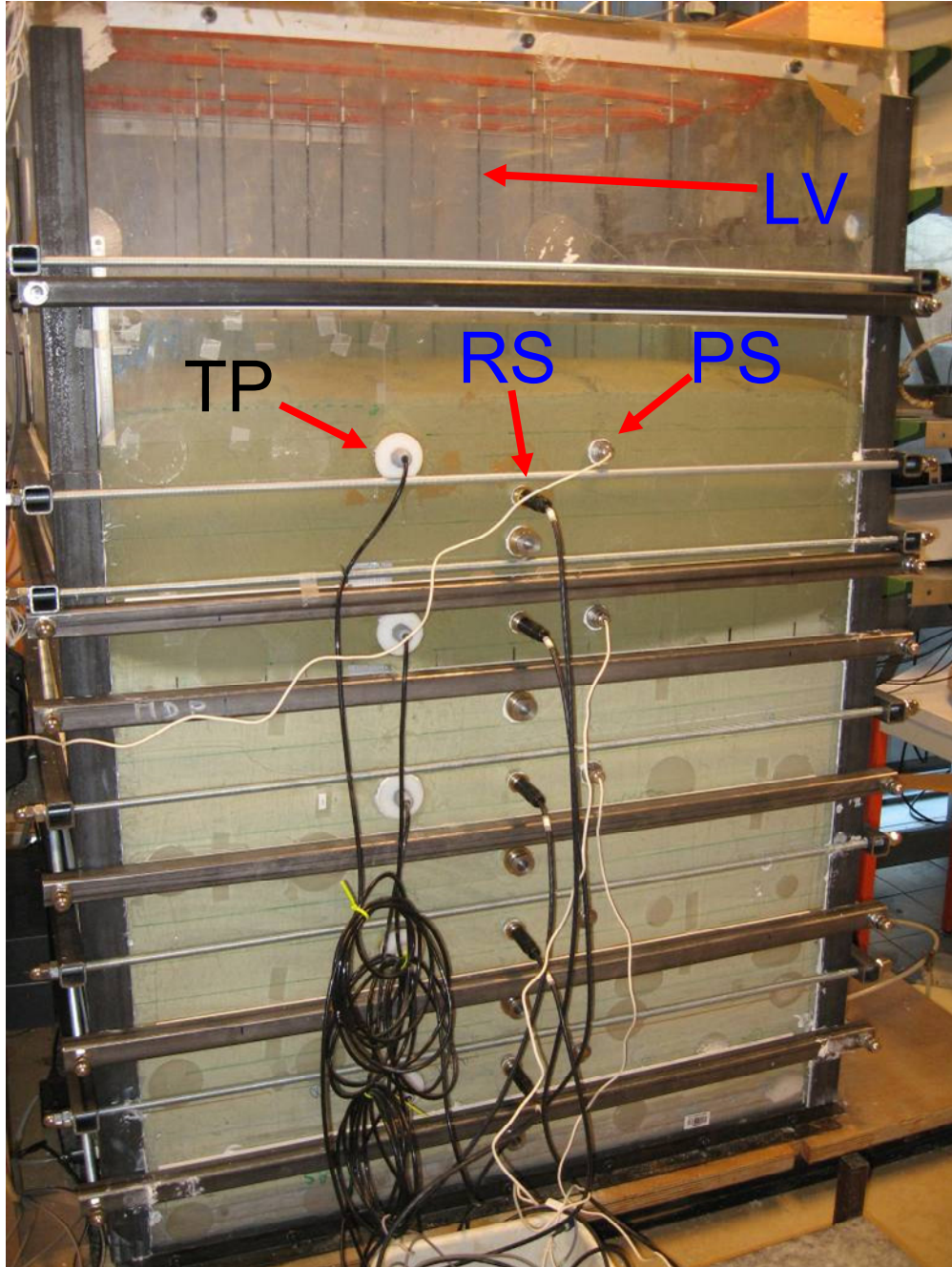


Figure II.15. Côté avant de la chambre environnementale

Les positions des tensiomètres de haute capacité (TS) et des capteurs de mesure d'humidité relative (RS) sont indiquées sur la Figure II.14d (section B-B). Chaque type de capteur est installé tous les 200 mm sur les deux côtés permettant, pour chaque type de capteur, une mesure tous les 100 mm sur la hauteur du sol. Les psychromètres (PS) sont implantés de la même façon (Figure II.14e, section C-C) : deux côtés et tous les 200 mm.



Il est important de noter qu'à 50 mm de la surface du sol, on dispose des mesures de teneur en eau, de température et de succion données par le TP5, EC5, PT10 et le PS10. Ces mesures permettront d'estimer les valeurs correspondantes à la surface du sol.

La plupart des capteurs nécessitent des pièces d'adaptation pour leurs installations. Ces pièces servent d'abord à fixer les capteurs, mais leur rôle plus important est d'assurer l'étanchéité pour le passage des câbles. Pour le tensiomètre (TS) et l'humidité relative (HR) dont le contact avec le sol est vital pour la précision des mesures, leurs pièces d'adaptation permettent d'assurer le bon contact avec le sol.

Les détails de ces pièces d'adaptation sont présentés sur la Figure II.16. Les supports pour les capteurs TP, EC et PT (Figure II.16a) sont relativement simples et similaires. Le capteur RS mesure l'humidité relative piégée dans une petite chambre (Figure II.16b) qui communique avec le sol à travers une pierre poreuse métallique. Quant aux capteurs TS (Figure II.16c), ils sont mis en contact direct avec le sol.

Le système d'eau comprend le distributeur de pluie et le système de drainage. Pour le premier, quatre tubes perforés sont fixés sous le couvercle. Ces tubes sont connectés à un robinet à travers un volumètre d'une précision de  $\pm 50 \times 10^{-6} \text{ m}^3$  et un débitmètre d'une précision de  $\pm 1,5 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ . Ce système permet de contrôler le débit d'eau, puis former une pluie relativement homogène.

En ce qui concerne le système de drainage, il est constitué d'une couche de graviers ( $d = 2 - 5 \text{ mm}$ ) de 30 mm d'épaisseur et il est séparé du massif de sol par une couche de géotextile de 1 mm d'épaisseur. Deux sorties proches du fond sont également conçues pour le drainage.

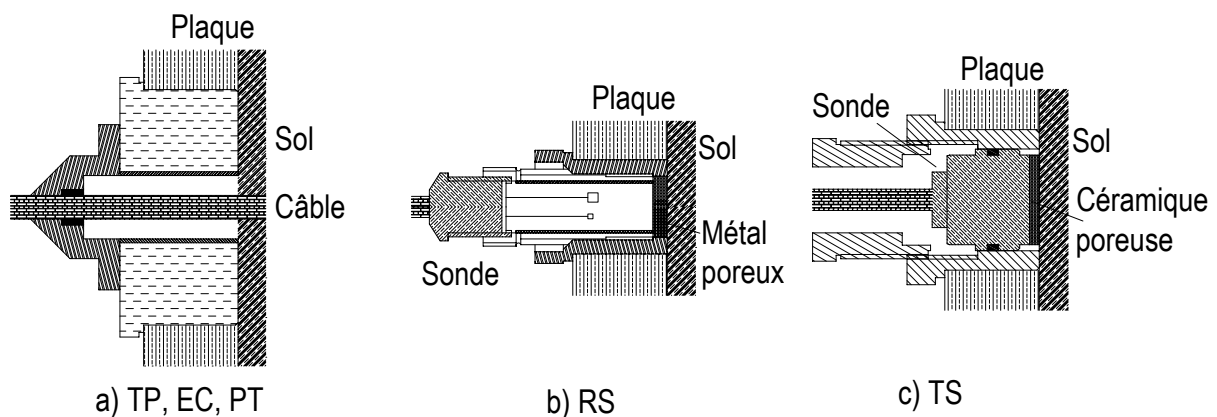


Figure II.16. Pièces d'adaptation pour les sondes de mesure

#### II.4.2 Procédure expérimentale

Le sol est d'abord séché à l'air, morcelé et tamisé à 2 mm. Il est ensuite stocké dans un tonneau hermétique afin d'être homogénéisé avant le compactage. La teneur en eau après cette phase est de 5,7%. Pour le compactage du sol, une quantité de 56,86 kg est d'abord versée dans la cuve puis compactée manuellement pour obtenir une couche de 50 mm d'épaisseur. Cela correspond à une densité sèche de  $1,35 \text{ Mg/m}^3$ , une valeur proche de celle in-situ (Cui et al. 2006). Cette procédure de compactage est répétée jusqu'à ce que la hauteur totale prévue de 1000 mm soit atteinte. Cette



procédure permet d'obtenir une homogénéité satisfaisante en termes de variations de la densité sèche.

Tous les trous sur les parois servant à l'installation des capteurs sont en réalité bouchés par des supports spécifiques durant le compactage. Pour les capteurs installés dans le sol (TP, EC, PT), leurs mises en place sont effectuées au passage de couches.

A titre d'exemple, la procédure d'installation du capteur TP est montrée sur la Figure II.17. Après le compactage de la couche du sol au niveau défini, un emplacement ayant une dimension similaire au capteur est créé manuellement. Le capteur est ensuite placé horizontalement dans le trou et on insère les quatre guides métalliques dans le sol. Le trou est enfin comblé par le compactage d'une quantité de sol préalablement calculée afin d'assurer la même densité sèche du massif ( $1,35 \text{ Mg/m}^3$ ). Cette procédure vise à minimiser l'effet de l'installation des capteurs sur la densité du sol. On note que le travail de compactage et d'installation des capteurs dans le sol prend un mois.

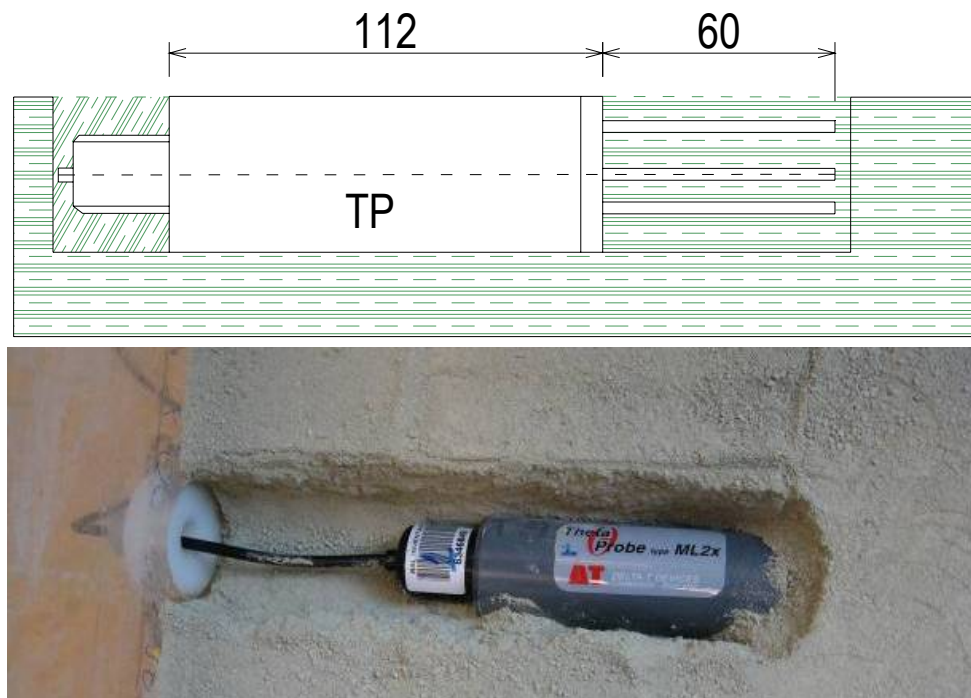


Figure II.17. Procédure d'installation du TP

Pour la présentation des résultats, la fin du compactage est considérée comme  $t = 0$ , les capteurs RS et les capteurs LV sont installés à  $t = 19$  jours. Le système est ensuite fermé pour atteindre l'état d'équilibre en 25 jours (jusqu'à  $t = 45$  jours). La procédure d'humidification est ensuite démarrée par une pluie à un débit de  $0,6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{min}$ . La pluie est arrêtée à  $t = 48$  jours, et le volume d'eau total versé au sol est de  $0,09 \text{ m}^3$ . De  $t = 48$  jours à  $t = 73$  jours, l'eau n'est pas rajoutée. A partir de  $t = 73$  jours, une couche d'eau permanente (10 – 40 mm d'épaisseur) est maintenue à la surface du sol. Chaque fois quand le niveau d'eau baisse en dessous de 10 mm,  $0,02 \text{ m}^3$  d'eau est rajouté par une précipitation artificielle et cette quantité d'eau correspond à une couche d'eau de 25 mm. Les

mesures des capteurs TP indiquent l'état hydrique du massif et montre que le massif de sol est presque saturé après une année d'infiltration.

## II.5 Dispositifs expérimentaux et procédure expérimentale en phase de séchage

### II.5.1 Dispositifs expérimentaux

Le schéma de la chambre environnementale développée en phase de séchage est présenté sur la Figure II.18 et une photo est présentée sur la Figure II.19. Le débit de l'air comprimé (1) est d'abord mesuré par un débitmètre (2) qui a une étendue de mesure de 500 l/min avec une précision de 2%. L'air est ensuite chauffé à l'aide d'un tuyau chauffant (3) ayant la capacité d'augmenter la température de l'air jusqu'à 250 °C. A la sortie du tuyau chauffant, l'humidité relative et la température de l'air sont mesurées dans une boîte hermétique par un capteur résistif d'Elcowa (RS). Puis, l'air est distribué dans la chambre environnementale par un distributeur d'air (5). Enfin, l'air est récupéré à la sortie de la cuve par un collecteur d'air (6). On y mesure de nouveau l'humidité relative et la température de l'air. Les mesures de l'humidité relative et de la température de l'air à l'entrée et à la sortie de la chambre seront utilisées pour déterminer le bilan d'humidité de l'air, donc l'évaporation du sol.

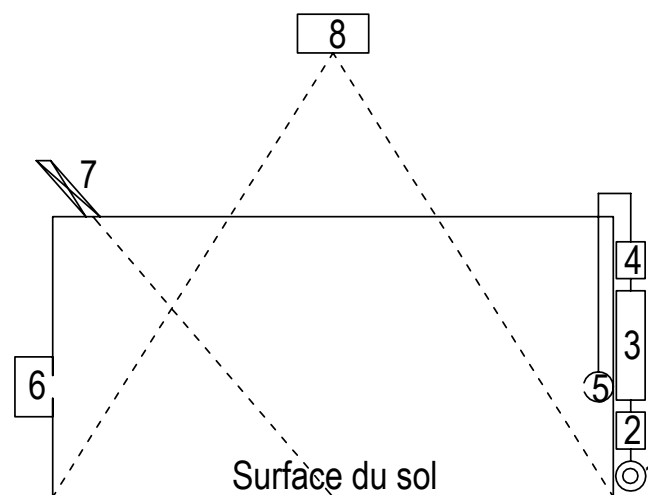


Figure II.18. Schéma du système de séchage (1 : air comprimé ; 2 : débitmètre ; 3 : tuyau chauffant ; 4 : Boîte de mesure RH&T ; 5 : distributeur d'air ; 6 : Collecteur d'air ; 7 : thermomètre infrarouge ; 8 : appareil photo numérique)

La température en surface du sol est suivie par le thermomètre infrarouge. Avec la distance actuelle entre le capteur et la surface du sol, le thermomètre infrarouge mesure la température moyenne d'une zone de 50 mm de diamètre. Au début de l'essai de séchage, le capteur mesure la température de l'eau présente en surface du sol. Puis, il va assumer le suivi de la température du sol. Le point de mesure peut être changé afin de vérifier l'homogénéité de température sur toute la surface du sol.

Au cours du séchage, le système des fissures va apparaître et se développer. Et cette fissuration pourrait influencer fortement l'évaporation donc le processus de séchage. Afin de suivre l'évolution des fissures, un dispositif d'images (8) est développé. Il s'agit d'un appareil photo

numérique muni d'un objectif de grand angle et de haute résolution. Cet appareil couvre entièrement la surface du sol. D'autre part, deux systèmes complémentaires sont également développés pour améliorer la qualité des images. D'abord, un système de coupe de lumière est mis en place afin d'empêcher l'effet des sources de lumière non voulues comme celle du jour traversée par la fenêtre. Ensuite, quatre bandes de 48 LEDs sont placées sur les quatre côtés du couvercle pour générer une source de lumière d'une intensité suffisante et homogène. On note qu'à ce moment, l'ancien couvercle est remplacé par un nouveau qui est transparent.

De plus, plusieurs capteurs de thermistances, qui mesurent la température, sont installés dans l'air de la chambre sur les faces internes des parois. Leurs hauteurs à partir de la surface du sol varient de quelques centimètres jusqu'à une vingtaine de centimètres. Ces capteurs permettent d'établir, avec les autres capteurs, un profil de température complet : dans le sol (par les PT1000), à la surface du sol (par le thermomètre à infrarouge), et dans l'air (par ces thermistances).

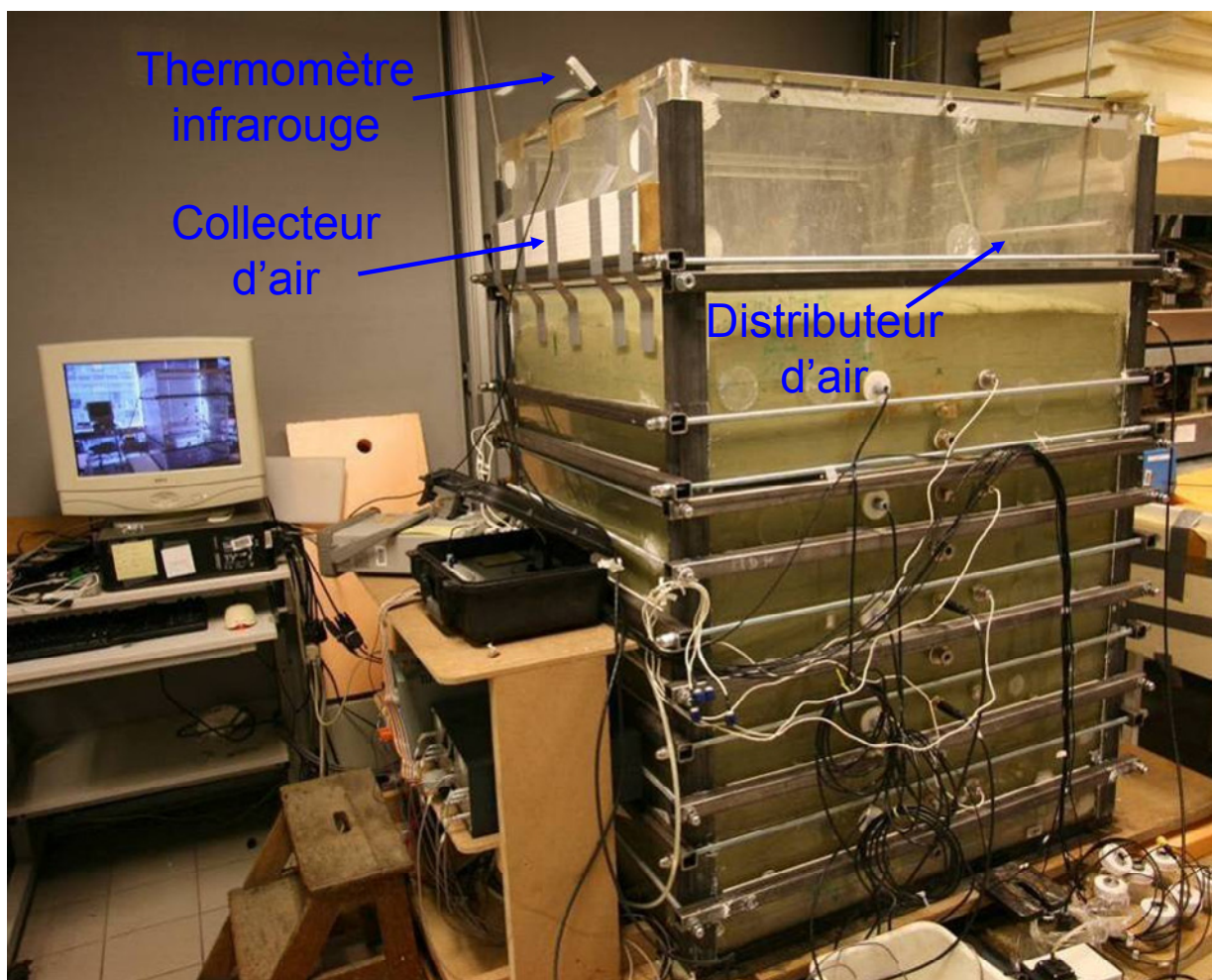


Figure II.19. Développement de la chambre environnementale pour le séchage

De plus, deux capteurs résistifs Elcowa RS sont implantés dans la partie «air» de la chambre environnementale. Un capteur se situe au milieu de la chambre, tandis que l'autre se trouve au coin. Leurs hauteurs sont de 50 à 100 mm de la surface du sol dépendant du niveau d'eau.

Tous ces capteurs ainsi que l'appareil photo numérique sont connectés à l'ordinateur pour l'acquisition et le pilotage automatiques.

### *II.5.2 Procédure expérimentale*

Ce dispositif permet de reproduire et d'étudier différents scénarios de sécheresse. D'abord, l'air comprimé possède une caractéristique critique : une faible humidité relative d'environ 4%. Cette faible humidité favorise en fait un séchage intensif et rapide.

De plus, l'air comprimé peut avoir un débit important, de l'ordre de 100 l/min. Ce débit peut générer dans la chambre environnementale une vitesse du vent jusqu'à 0,3 – 5,0 m/s. Comme on a évoqué précédemment, la vitesse de l'air joue un rôle prépondérant dans le processus d'évaporation et il affecte directement le taux d'évaporation.

Ce système de séchage est muni d'un tuyau chauffant capable de faire croître la température jusqu'à 250°C, ce qui se traduit par une température d'air dans la cuve allant jusqu'à 60°C. Ainsi, ce système peut créer les conditions climatiques extrêmes : une haute température avec un vent fort.

Dans un premier temps, l'étude se concentre sur l'évaporation maximale qui est normalement proche de l'évaporation potentielle : c'est-à-dire : l'évaporation à partir d'une surface d'eau. Cette phase a pour but de valider le dispositif expérimental d'une part et d'autre part, de déterminer le taux d'évaporation potentielle. Le séchage 1 avec différentes valeurs de vitesse et le séchage 2 avec différentes températures sont ainsi réalisés.

Dans un deuxième temps, deux séchages (séchage 3 et séchage 4) sur le massif de l'argile verte sont effectués sur une longue durée et en maintenant trois conditions pour chaque séchage : la vitesse du vent, la température et l'humidité relative. L'appareil photo enregistre en continu le développement du réseau des fissures à la surface du sol. Ces données font ensuite l'objet d'un traitement d'image et donnent finalement des éléments pour la prise en compte de la fissuration dans l'interprétation du phénomène d'évaporation.

Des mesures supplémentaires de la teneur en eau à la surface du sol sont réalisées après les deux derniers séchages. Ces mesures donnent la teneur en eau massique à la surface ainsi qu'un profil de teneur en eau dans la zone proche de la surface.

En outre, à la fin du séchage 4, des mesures directes pour déterminer la largeur et la profondeur des fissures à la surface du sol sont réalisées. Ces mesures permettent d'une part de vérifier la qualité du traitement d'image et d'autre part de compléter les données sur la fissuration.

### *II.5.3 Traitement d'image*

Durant les séchages 3 et 4, la fissuration se développe à la surface du sol. Dans le but de prendre en compte ce phénomène dans l'étude de l'évaporation, la caractérisation de fissuration par la méthode de traitement d'images est réalisée dans le cadre du stage de Master de Nguyen (2009).

Le logiciel CIAS est retenu après une comparaison des trois logiciels présélectionnés (CIAS, Picture, Scion). Ce logiciel est choisi en raison de sa meilleure performance quand le réseau est dense. De plus, il permet de déterminer un grand nombre de paramètres. En effet, CIAS permet de quantifier le nombre des fissures, le nombre de segments (zone non fissurée), la largeur et la

longueur des fissures, l'aire des fissures et le taux de fissures (Tableau II-4). On note que le taux de fissures est défini comme le rapport entre la somme des zones fissurées et la surface totale.

Tableau II-4. Paramètres déterminés suite au traitement d'images

No	Paramètre	Description	Méthode déterminée
1	$S_n$	Nombre de segments	CIAS
2	$I_n$	Nombre d'intersections	CIAS
3	$L$	Longueur	CIAS
4	$w$	Largeur	CIAS, mesure directe
5	$A$	Aire des fissures	CIAS
6	$R_{cs}$	Taux de fissures	CIAS, calcul
7	$L_p$	Largeur pondérée	Calcul
8	$D$	Profondeur	Mesure directe

D'autre part, la largeur moyenne pondérée est également calculée. Pour ce faire, on compte d'abord le nombre de fissures  $\Delta n$  dont la largeur varie entre  $w$  et  $(w + \Delta w)$  et on le divise ensuite par le nombre total de fissures  $n$ .

$$f(w) = \frac{\Delta n}{n} \quad [\text{II.1}]$$

On exprime ensuite la valeur de  $f(w)$  en fonction de la largeur  $w$  (Figure II.20). La largeur moyenne pondérée est le centre pondéré (ou le centre de gravité) de cette courbe. On rappelle que la largeur et la profondeur sont aussi mesurées directement à la surface du sol à la fin du séchage 4.

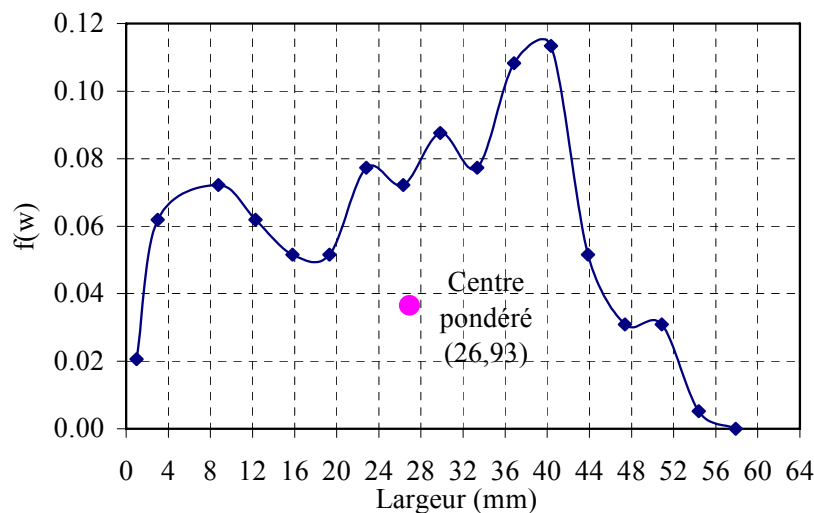


Figure II.20. Définition du centre pondéré

La procédure de traitement d'images est présentée sur la Figure II.21. On note qu'il est important de respecter cette procédure pour assurer une bonne précision des résultats.



Premièrement, une délimitation de la surface de traitement pour l'ensemble des photos à traiter est réalisée, ce qui permet d'avoir toujours la même surface initiale. En deuxième lieu, la binarisation de la photo est réalisée. Cette opération consiste à transformer une photo couleur en noir et blanc (Figure II.22). Un bon contraste entre les fissures et les zones non fissurées est nécessaire pour un traitement automatique. Néanmoins, il est préférable de diviser cette grande surface du sol ( $0,8 \text{ m}^2$ ) en plusieurs petites zones afin d'augmenter la précision des paramètres déterminés.

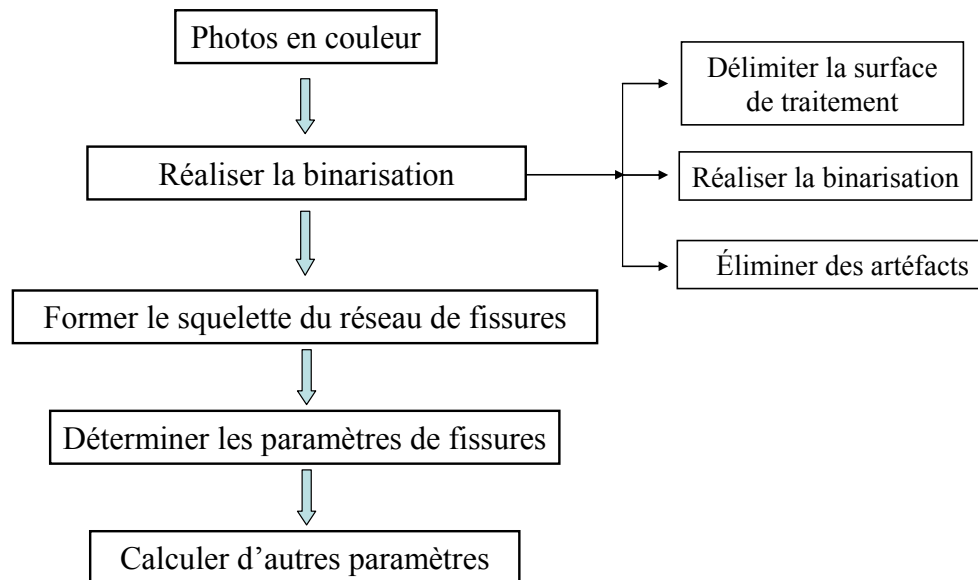


Figure II.21. Procédure de traitement d'images

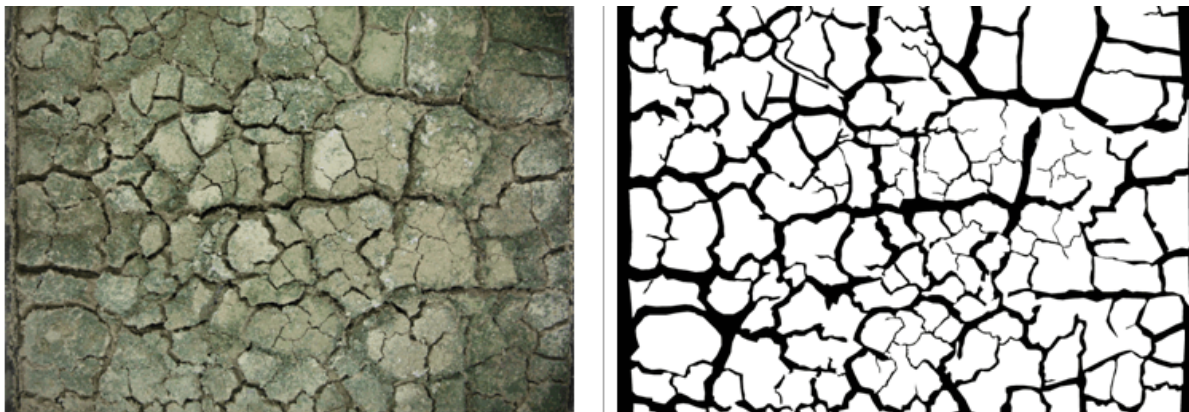


Figure II.22. Binarisation d'une photo du séchage 4

Ce travail est d'autant plus difficile que le contraste entre les fissures et la zone non fissurée est faible, ce qui est le cas pour le séchage 4 où la surface du sol est couverte d'algues (Figure II.22). Dans ce cas un travail manuel s'impose. En fait, on utilise différentes tailles de crayon pour redessiner le réseau de fissures à l'aide du logiciel Photoshop. Une photo traitée de cette façon nécessite au moins 10 heures. Au total, soixante photos sont traitées pour les séchages 3 et 4.

## **II.6 Conclusions**

Une chambre environnementale est développée et une procédure de mise en place du sol par compactage est mise au point. Suivant cette procédure, l'argile verte de Romainville prélevée sur site est séchée, broyée et tamisée à 2 mm. Le sol est ensuite compacté dans la chambre par couche de 50 mm pour assurer une bonne homogénéité et pour atteindre une densité sèche proche de celle in situ  $1,35 \text{ Mg/m}^3$ . La hauteur totale du massif de sol est de 1000 mm. Le fonctionnement des capteurs durant le compactage est vérifié régulièrement et aucun capteur n'est endommagé.

Les capteurs utilisés dans cette étude permettent l'obtention d'un grand nombre de paramètres : une large gamme de succion de zéro à une centaine de MPa avec trois types de capteurs (TS, PS, RS), la teneur en eau volumique relevée par deux capteurs (TP, EC), la température (PT), la conductivité électrique (EC), la vitesse du vent (anémomètre), le déplacement à la surface du sol (LV). Les étalonnages préalables sont réalisés pour les sondes TP, EC, TS, PS et le thermomètre infrarouge. Les résultats d'étalonnage confirment la bonne performance de ces capteurs. De plus, des procédures spécifiques de mise en marche et d'installation de ces capteurs sont également effectuées afin d'assurer une bonne performance des capteurs et l'étanchéité de la chambre environnementale. En effet, après le premier arrêt d'approvisionnement d'eau durant la phase de resaturation, aucune fuite d'eau n'est observée pendant 300 jours qui suivent.

La phase d'humidification est effectuée avec pluie artificielle relativement homogène à la surface du sol. Une couche d'eau d'environ 30 mm est maintenue à la surface du sol, ce qui permet de réduire également la déformation de la surface du sol en raison de la pluie. Cette phase a duré 338 jours.

Un système de séchage est mis au point et quatre séchages sont effectués. Dans ce système de séchage, la température, l'humidité et la vitesse du vent dans la chambre sont contrôlées et elles peuvent atteindre des valeurs extrêmes : plus de  $40^\circ\text{C}$  pour la température, moins de 4% pour l'humidité relative. Le débit d'air peut atteindre 100 l/min et permet de former un vent de 0,5 m/s dans la chambre.

Un système de suivi de la fissuration est également mis au point, qui permet, pendant les séchages 3 et 4, de suivre en continu la fissuration en surface du sol. Ces données seront ensuite analysées avec une procédure de traitement d'image adoptée pour avoir différents paramètres physiques liés aux réseaux de fissures.

## III.1 Résultats pendant la phase d'humidification

L'ensemble des résultats obtenus pendant la phase d'humidification est récapitulé dans le Tableau III-1. Pour rappel, l'humidification a été réalisée en maintenant une couche d'eau d'environ 30 mm à la surface du sol. Cette phase a nécessité plus de 300 jours. Les données sont présentées de la façon suivante.

D'abord l'évolution dans le temps des différents paramètres comme la quantité d'eau versée à la surface du sol, l'humidité relative, la teneur en eau, la succion, la température dans le sol et le gonflement à la surface est présentée. Par la suite, comme pour chaque type de données mentionnées, sauf pour la quantité d'eau infiltrée, plusieurs points de mesure dans le sol sont disponibles, les profils de l'humidité relative, de la succion et de la teneur en eau volumique sont établis. Ces profils servent finalement à la détermination de la courbe de rétention d'eau et de la relation entre la conductivité hydraulique et la succion.

On note également que les différentes mesures de gonflement à la surface du sol permettent de montrer l'évolution de la surface du sol en image 3-D.

En ce qui concerne la mesure de conductivité électrique par la sonde EC, un dysfonctionnement de cette sonde a été constaté ; les résultats ne sont donc pas disponibles.

Tableau III-1. Récapitulatif des résultats présentés

Symbole	Description	Relations développées 1	Relations développées 2
$Q_{inlet}$	Quantité d'eau infiltrée		
$h$ (%)	Humidité relative mesurée par le capteur Elcowa	1. $h$ en fonction de la profondeur 2. $\theta_{TP}$ en fonction de la profondeur	1. $s - \theta$ : courbe de rétention d'eau 2. $K - s$ : conductivité hydraulique
$\theta_{TP}$	Teneur en eau volumique mesurée par ThetaProbe		
$\theta_{EC}$	Teneur en eau volumique mesurée par ECH <sub>2</sub> O-TE		
Gonflement	Déplacement à la surface mesuré par LVDT		
$s_{PS}$	Succion mesurée par psychromètre	1. $s$ en fonction de la profondeur	
$s_{TS}$	Succion mesurée par tensiomètre		
$T_{PT}$	Température mesurée par PT1000		
$T_{RS}$	Température mesurée par le capteur Elcowa		



### III.1.1 Présentation des résultats

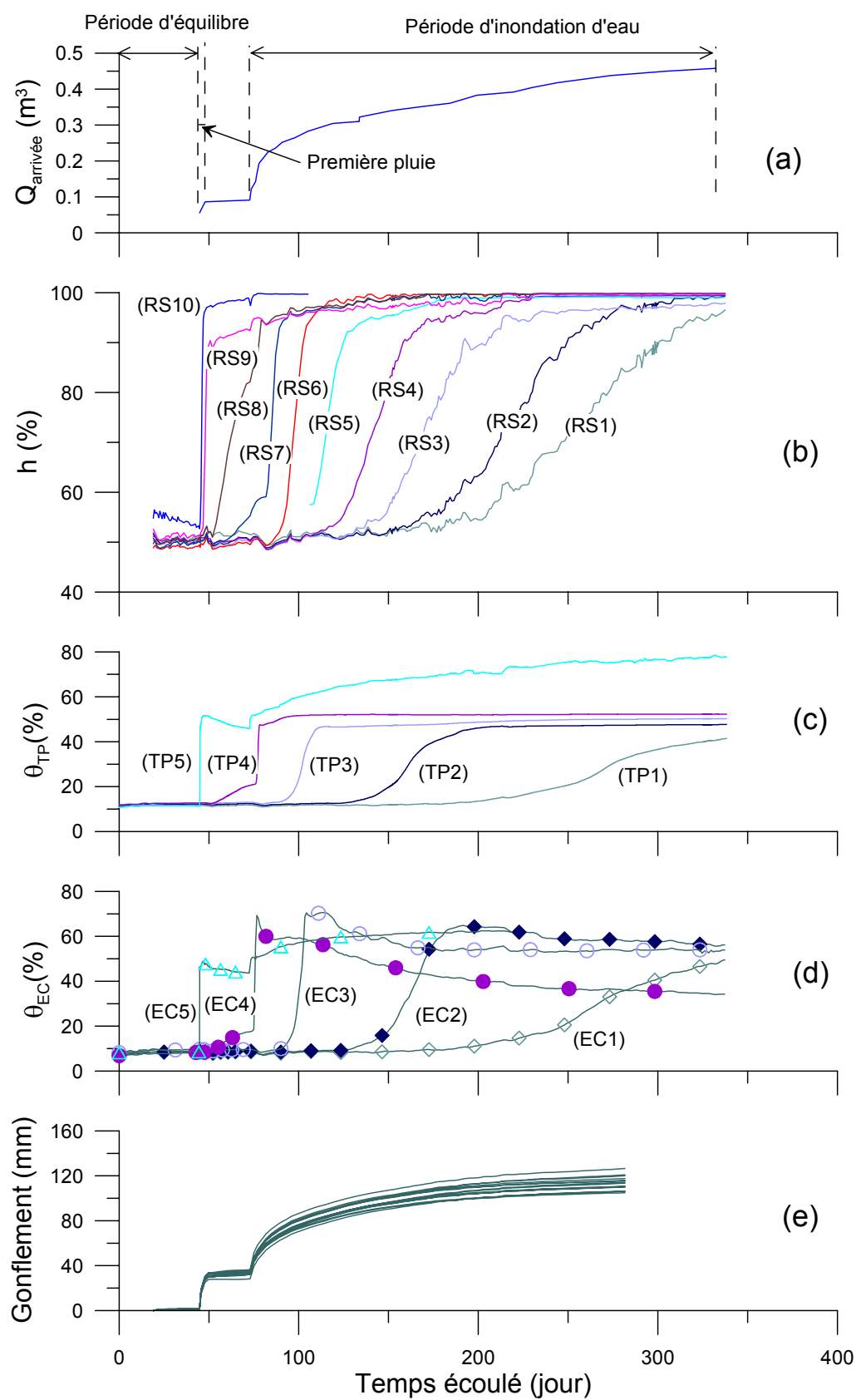


Figure III.1. Evolution de différents paramètres dans le temps – Première partie

Les résultats obtenus pendant la phase d'humidification sont présentés en termes de variations de l'humidité relative ( $h$ ) (Figure III.1b), de la teneur en eau volumique mesurée par capteurs TP ( $\theta_{TP}$ ) (Figure III.1c) ainsi que celle mesurée par capteurs EC ( $\theta_{EC}$ ) (Figure III.1d) et du gonflement à la surface du massif (Figure III.1e). La quantité d'eau versée est également présentée (Figure III.1a). Ces évolutions permettent de tirer les remarques suivantes.

L'état d'équilibre après le compactage est atteint après 45 jours quand l'humidité relative mesurée par tous les capteurs RS (sauf RS10) est de  $50 \pm 1\%$ . Quant au capteur RS10 qui se trouve proche de la surface du sol, l'humidité relative est de 56% après l'installation puis cette valeur diminue progressivement à 53% à  $t = 45$  jours. En fait, pendant l'installation des capteurs LV ( $t = 19$  jours), le couvercle est déplacé, la chambre environnementale est ouverte, la surface du sol est ensuite humidifiée par l'air ambiant du laboratoire. Après la remise du couvercle, l'humidité relative à la surface du sol diminue pour s'approcher de la valeur des couches inférieures.

Quant à la teneur en eau volumique à la fin de cette période ( $t = 45$  jours), elle est de  $12 \pm 1\%$  pour  $\theta_{TP}$  et de  $9 \pm 1\%$  pour  $\theta_{EC}$ . La différence entre les deux types de capteurs pourrait être expliquée par la faible précision de ces capteurs électromagnétiques dans la gamme de faibles teneurs en eau (quand le sol est sec). La teneur en eau mesurée par ces capteurs est plus importante que la teneur en eau volumique globale (7,7%) estimée en considérant une teneur en eau massique de 5,7% et une densité sèche de  $1,35 \text{ Mg/m}^3$ .

Le démarrage de l'infiltration provoque rapidement des changements radicaux des paramètres dans la zone proche de la surface. En effet, l'humidité  $h$  indiquée par le capteur RS10 (le plus proche de la surface du sol) commence à augmenter à  $t = 46$  jours ; elle atteint 96% après un jour, c'est-à-dire à  $t = 47$  jours. L'humidité  $h$  mesurée par RS9 (deuxième capteur proche de la surface) commence à augmenter à  $t = 47$  jours et atteint 90% à  $t = 50$  jours. Pendant la période de  $t = 48$  à  $t = 73$  jours où l'eau n'est pas rajoutée, les humidités  $h$  mesurées par RS10 et RS9 restent élevées tandis que celles par RS8 et par RS7 augmentent significativement. Les valeurs de  $h$  mesurées par les autres capteurs plus profonds évoluent peu.

A la deuxième phase de l'infiltration ( $t = 73$  jours), les valeurs de  $h$  mesurées par les autres capteurs plus bas augmentent progressivement. En effet, plus le capteur se trouve profond, plus le taux d'augmentation de  $h$  est faible. Par exemple, 20 jours sont nécessaires pour que le capteur RS6 indique une augmentation de 50 à 96% ( $t = 90 - 110$  jours) tandis que 150 jours sont nécessaires pour le capteur RS2 ( $t = 150 - 300$  jours).

L'infiltration d'eau à la surface du massif provoque une réponse similaire pour les capteurs TP (Figure III.1c). En effet, le début de l'infiltration à  $t = 45$  jours entraîne une augmentation rapide de  $\theta$  mesurée par TP5 de 11 à 52% après seulement 2 jours. Pendant la période  $t = 48 - 73$  jours où l'eau n'est pas rajoutée, la valeur donnée par TP5 est en légère diminution à 46% tandis que la valeur donnée par TP4 augmente progressivement à 20%.

A la deuxième phase de l'infiltration (de  $t = 73$  jours), la valeur de  $\theta$  mesurée par TP5 commence d'abord à s'accroître de 46 à 52% après 1 jour. Puis, cette valeur continue à augmenter durant l'infiltration et atteint 77% à  $t = 300$  jours. A  $t = 76$  jours, la valeur de  $\theta$  mesurée par TP4 connaît une augmentation rapide de 21% et atteint 47% après 2 jours. Cette augmentation se poursuit jusqu'à la valeur stabilisée de 52% à  $t = 100$  jours. Pour les autres capteurs TP, on observe que plus le capteur est profond, plus l'augmentation commence tard et plus le taux d'augmentation est faible.

La valeur finale de  $\theta$  est proche de 47%. On note que la valeur finale estimée est de 49%, qui correspond à une densité des particules de  $2,79 \text{ Mg/m}^3$  et à une densité sèche de  $1,35 \text{ Mg/m}^3$ . Ces deux valeurs sont voisines, ce qui montre la pertinence des capteurs TP pour des teneurs en eau importantes.

La teneur en eau volumique est aussi suivie par les capteurs EC. Ils sont installés au même niveau que les capteurs TP mais sur la face opposée. La Figure III.1d montre que la variation de la teneur en eau enregistrée par les capteurs EC durant l'infiltration est en général similaire à celle enregistrée par les capteurs TP. Par exemple, la valeur de  $\theta$  mesurée par EC5 augmente rapidement de 9% à 49% après 2 jours à  $t = 45$  jours. Cette augmentation est similaire à la réponse du capteur TP5 logé au même niveau. Cependant, une différence significative entre ces deux capteurs peut être observée à  $\theta$  élevée. Pour les capteurs TP, à partir de  $t = 73$  jours (phase d'inondation), les valeurs de  $\theta$  augmentent continuellement, et sauf la valeur de  $\theta$  mesurée par TP5, les mesures réalisées par les autres capteurs atteignent tous la stabilisation à environ 50%. Cependant, pour les capteurs EC, les valeurs de  $\theta$  atteignent d'abord une valeur élevée (entre 60 - 70%) puis diminuent significativement.

Le gonflement est rapide au début et atteint  $29 \pm 1$  mm après 2 jours. Pendant l'arrêt d'alimentation d'eau ( $t = 47 - 73$  jours), le sol continue à gonfler mais avec un taux plus faible, le gonflement est de  $34 \pm 2$  mm à  $t = 73$  jours. A la deuxième phase de l'infiltration (à partir de  $t = 73$  jours) où l'eau est mise en permanence à la surface du sol, le taux de gonflement augmente rapidement de nouveau et se stabilise à la fin de l'infiltration. La mesure est arrêtée à  $t = 283$  jours et le gonflement final est de 105 - 127 mm.

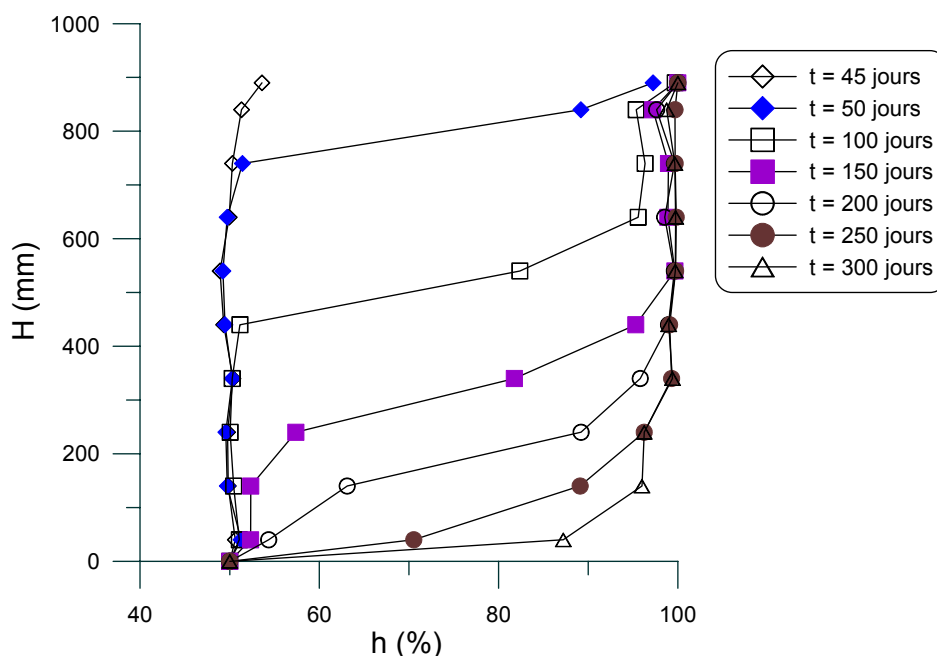


Figure III.2. Profil de l'humidité relative à différents temps

Afin de mieux interpréter ces données expérimentales, les résultats sur la Figure III.1b sont utilisés pour étudier l'évolution du profil de l'humidité relative dans le temps (Figure III.2). Sur cette

figure, l'élévation  $H$  est calculée à partir du fond de la chambre environnementale. Avant l'infiltration, la valeur de  $h$  dans la chambre environnementale est de 50%. Quand l'eau est versée à la surface, l'humidité  $h$  augmente rapidement au niveau proche de la surface du sol : à  $t = 50$  jours, l'humidité  $h$  est supérieure à 90% pour  $H > 840$  mm. A  $t = 100$  jours, la valeur de  $h$  est proche de 100% pour  $H > 640$  mm et reste inchangée à  $H < 440$  mm. Sur cette figure, l'humidité  $h$  au fond est supposée constante à 50%, correspondant à l'humidité relative de l'air au laboratoire.

La même étude est réalisée avec les mesures de teneur en eau volumique : l'évolution du profil de  $\theta_{TP}$  est présentée sur la Figure III.3. Sur cette figure, l'élévation  $H$  correspond à la position initiale des capteurs TP (comme les capteurs se trouvent dans le sol, leurs positions varient avec le gonflement du sol suite à l'humidification). La Figure III.3 montre que la zone saturée ( $\theta_{TP} > 49\%$ ) se développe rapidement au début de l'infiltration. On note également que la vitesse de développement de cette zone diminue dans le temps. Par exemple, à  $t = 100$  jours, le sol est saturé pour  $H > 740$  mm ; puis  $H > 540$  mm à  $t = 150$  jours ;  $H > 340$  mm à  $t = 200$  jours. Même à  $t = 300$  jours, le sol à  $h = 140$  mm n'est pas encore saturé.

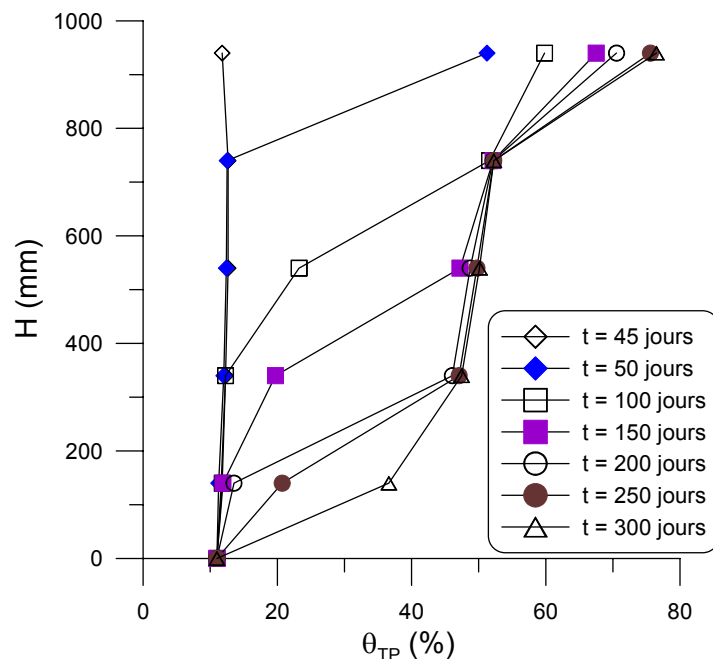


Figure III.3. Profil de la teneur en eau volumique mesurée par les capteurs TP à différents temps

En se basant sur les résultats acquis par les 15 capteurs LV (Figure III.1b) et sur la mesure effectuée à l'aide d'une règle sur la paroi acrylique transparente de la chambre environnementale, le gonflement à la surface du sol à  $t = 283$  jours est présenté en 3-D (Figure III.4). Le gonflement maximal (120-130 mm) se situe au milieu tandis que le gonflement minimal (60 – 80 mm) est relevé dans les quatre coins de la chambre environnementale. Le gonflement proche des parois reste inférieur à 100 mm.

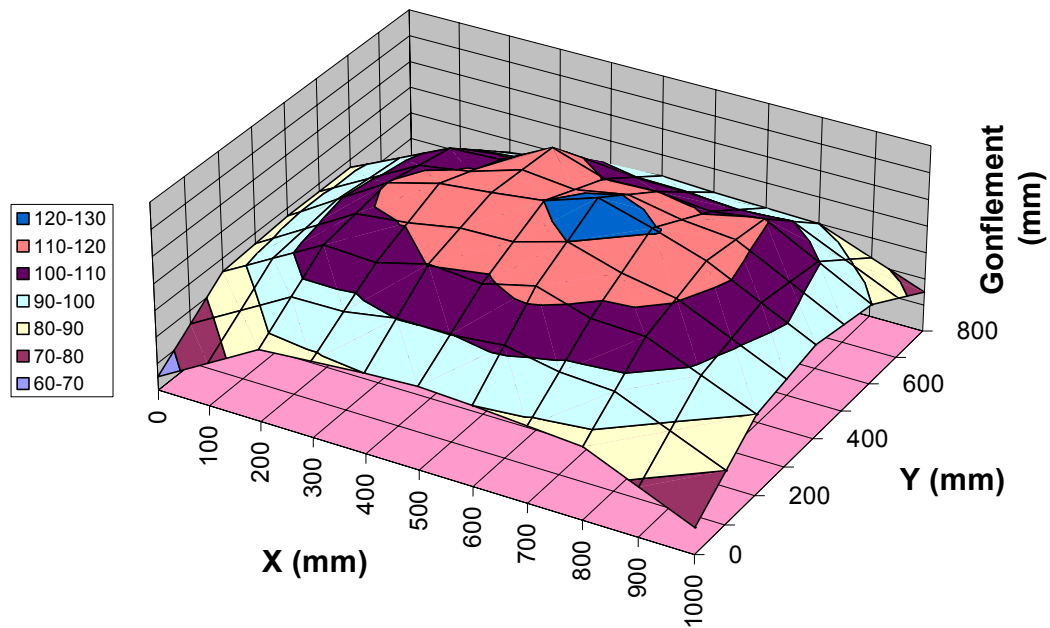


Figure III.4. Présentation 3-D du gonflement à la surface du sol à  $t = 283$  jours

Les mesures par les psychromètres et les tensiomètres dans la faible gamme de succions sont disponibles seulement pour les derniers mois. Ces résultats sont présentés ensemble avec les mesures de température acquises par les capteurs PT et par les capteurs résistifs Elcowa sur la Figure III.5.

Sur la Figure III.5a, la succion mesurée par les capteurs PS est présentée. Pour le capteur PS1 ( $H = 40$  mm), la succion  $s$  est de 8 MPa (limite supérieure du psychromètre) à  $t = 304$  jours et diminue à 2,21 MPa à  $t = 338$  jours. Quant au PS2 ( $H = 140$  mm), la succion  $s$  diminue de 0,85 MPa ( $t = 285$  jours) à 0,16 MPa ( $t = 338$  jours). La succion  $s$  mesurée par PS3 ( $h = 240$  mm) fluctue à environ 0,1 MPa. A l'élévation plus importante, la succion est inférieure à la limite inférieure du psychromètre (0,05 MPa) et aucun résultat n'est donc disponible. On note que les psychromètres sont installés dans le sol et leurs positions varient avec le gonflement. Dans cette présentation, la valeur de profondeur  $H$  est estimée à partir de sa position initialement installée et en supposant que la distance entre les psychromètres ne change pas.

Les résultats obtenus par les tensiomètres (TS) sont présentés sur la Figure III.5b. Après l'installation des capteurs TS, 15 jours environ sont nécessaires pour que les capteurs atteignent l'état d'équilibre. A  $H = 240$  mm (TS3), la succion  $s$  est de 50 kPa. On remarque que cette valeur est du même ordre de grandeur que celle mesurée par PS3 au même niveau. Les succions inférieures sont relevées à l'élévation supérieure en concordance avec l'avancement du fond de l'infiltration.

La variation de la température est présentée sur la Figure III.5c (pour les PT dans le sol) et sur la Figure III.5d (pour les capteurs RS sur les côtés). Ces résultats montrent un effet important de la température ambiante car la variation enregistrée par les capteurs RS ( $\pm 1^\circ\text{C}$ ) est plus prononcée que celle relevée par les capteurs PT ( $\pm 0,1^\circ\text{C}$ , sauf le PT10 se situant proche de la surface du sol).

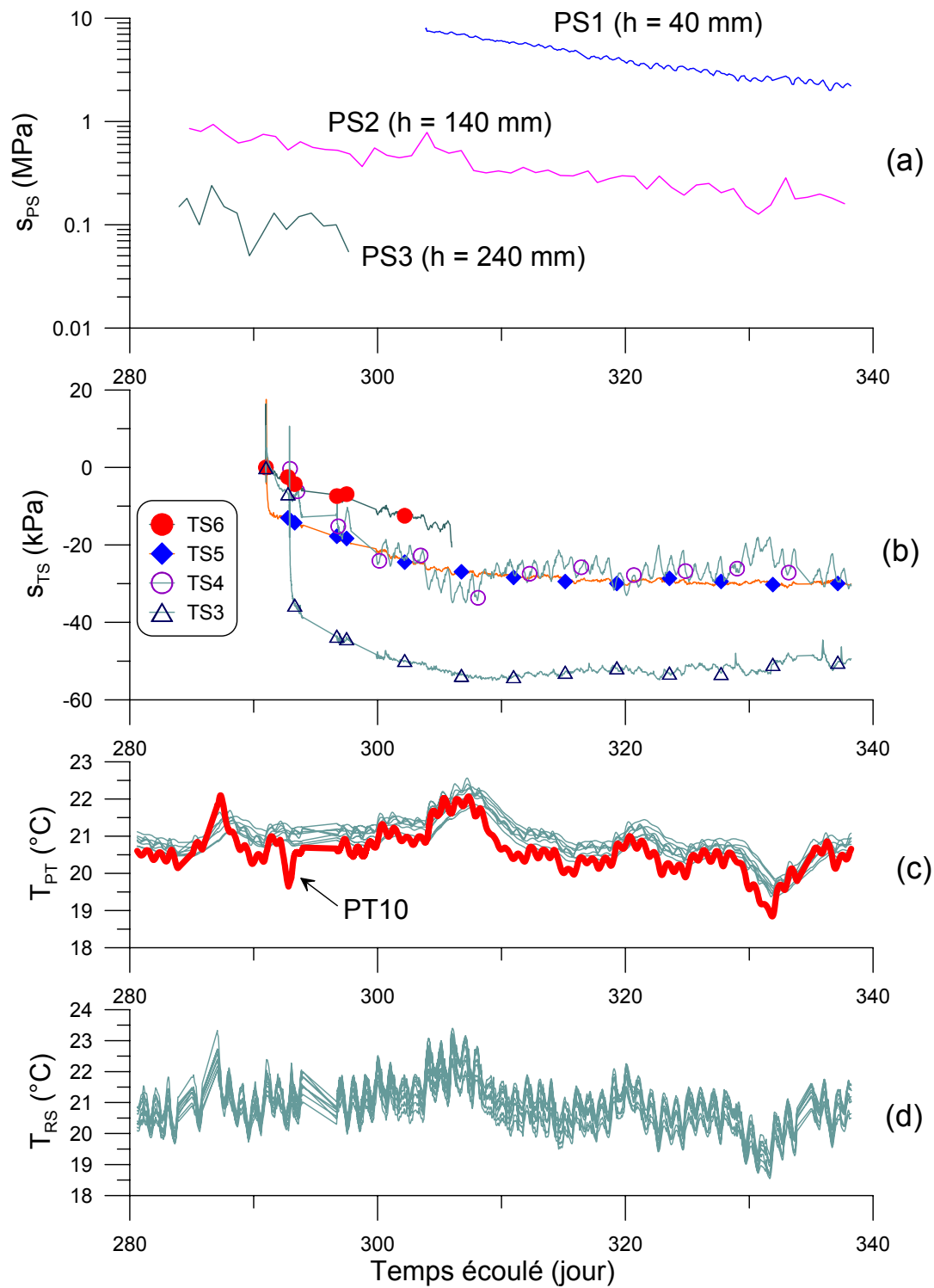


Figure III.5. Evolution des différents paramètres dans le temps – Deuxième partie

Le profil de la succion à  $t = 300$  jours établi à partir des mesures par trois types de capteurs est tracé sur la Figure III.6. La succion à  $H = 0$  mm est supposée égale à l'air ambiant ( $h = 50\%$  et  $T = 20^\circ\text{C}$  :  $s = 94$  MPa, voir Tang et Cui (2005)). A  $H = 40$  mm,  $s = 18,5$  MPa correspond à  $h = 87\%$ . A l'élévation supérieure, l'humidité  $h$  est supérieure à  $96\%$  ( $s < 6$  MPa). Dans cette gamme de succion, l'erreur de la mesure par le capteur RS devient importante (Delage et al. 1998). Ainsi, la

mesure n'est pas considérée dans la détermination du profil. Trois valeurs de succion sont valables à  $t = 300$  jours pour les capteurs PS ( $h = 40, 140$  et  $240$  mm). On rappelle que l'étendue de mesure des capteurs PS est de 0,05 à 8 MPa. Quant aux capteurs TS, les valeurs de succion à  $H = 240, 340$  et  $440$  mm sont disponibles. Les résultats de la Figure III.6 montrent une bonne concordance entre les mesures effectuées par les trois types de capteurs différents puisque tous les résultats se trouvent sur une seule courbe de tendance.

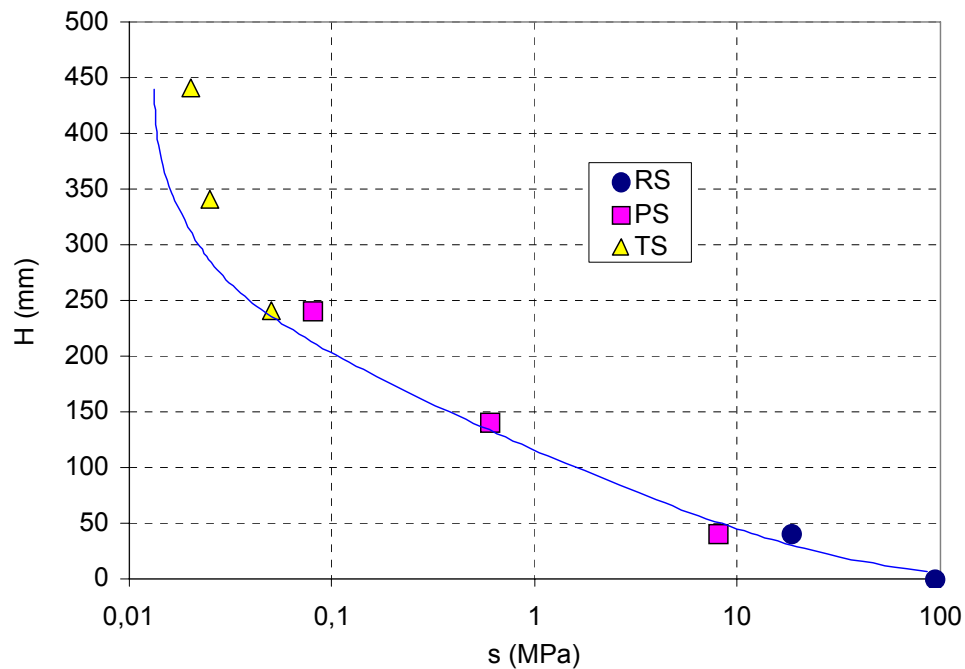


Figure III.6 Profil de succion déterminé avec les mesures par trois types de capteurs

### III.1.2 Discussions sur les résultats obtenus lors de l'infiltration

La phase d'infiltration est réalisée avec le suivi de  $h, \theta, s, T$  à différentes positions dans le sol, ainsi que le gonflement à la surface du sol. On discute dans cette section la performance et le fonctionnement des capteurs ainsi que la pertinence de la chambre environnementale.

La variation de  $h$  dans le temps (Figure III.1b) est similaire à celle observée par Loiseau et al. (2002) : l'humidité  $h$  proche de la source d'eau augmente rapidement tandis que le taux d'augmentation est plus faible à une distance plus importante de la source d'eau. La similitude existe aussi entre les résultats de  $\theta$  obtenus par les capteurs TP (Figure III.1c) et ceux de Kröhn (2003).

La concordance entre l'évolution des résultats de  $\theta$  et des résultats de succion d'une part confirme la performance des capteurs et d'autre part, valide la procédure expérimentale développée. En réalité, la performance des sondes TP utilisées in-situ a été démontrée dans plusieurs travaux (Lukangu et al. 1999; Robinson et al. 1999; Smethurst et al. 2006; Verhoef et al. 2006; Zhan et al. 2006). Les résultats obtenus dans notre travail montrent que la procédure de compactage et la procédure d'installation des capteurs développées permettent de s'affranchir des effets de la densité liés à la mise en place par compactage.

D'autre part, on observe que le volume des capteurs TP enterrés dans le sol étant négligeable en comparaison avec la dimension importante de la chambre environnementale, les capteurs n'ont pas d'influence significative sur le transfert hydraulique. En effet, la similarité des valeurs initiales de  $\theta$  mesurées sur l'ensemble de la hauteur du massif de sol par TP et EC confirme l'homogénéité de la colonne du sol en termes de teneur en eau et de densité.

Comme indiqué sur la Figure III.1, quand la valeur de  $\theta$  devient supérieure à 50%, les réponses des capteurs EC sont différentes de celles des capteurs TP et cela ne peut pas être expliqué par le comportement du sol. D'après DECAGON (2007) et Kizito et al. (2008), le capteur EC donne des mesures correctes dans la gamme de  $\theta$  de 0 à 50%. Pour des valeurs de  $\theta$  supérieure, des étalonnages supplémentaires sont nécessaires. Une autre explication possible est que la couche d'or à la surface des capteurs EC aurait pu être légèrement endommagée lors de la mise en place, ce qui cause un fonctionnement moins satisfaisant de ces capteurs.

Le gonflement dans le temps (Figure III.1e) est analogue aux résultats obtenus par Abduljawwad et al. (1998) et Kim et al. (1999) : l'humidification provoque un gonflement rapide au début du processus et après, le taux du gonflement est décroissant progressivement.

La présentation en 3-D du gonflement à  $t = 283$  jours (Figure III.4) montre un effet de bord important : le gonflement mesuré dans la zone au milieu de la surface (120 – 130 mm) est deux fois plus grand que celui dans les coins (60 – 80 mm). Cet effet peut être lié au frottement entre le sol et les parois ; ce frottement diminue le gonflement du sol comme ce qui est souvent observé durant un essai de gonflement à l'œdomètre. En fait, la plupart de travaux indiquent que le gonflement maximal dû à l'humidification à l'œdomètre diminue significativement quand la contrainte verticale augmente.

L'effet du frottement sur le gonflement peut être également identifié à travers les mesures de  $\theta$  par les capteurs TP (Figure III.1c et Figure III.3). La teneur en eau volumique mesurée par TP5 (proche de la surface) augmente continuellement et atteint 78% à la fin de l'infiltration. La valeur finale de  $\theta$  est beaucoup moins importante en profondeur. En effet, la valeur de  $\theta$  mesurée par TP2 à l'équilibre est légèrement inférieure (48%) à la valeur estimée à l'état saturé (49% avec la considération d'une densité sèche initiale de  $1,35 \text{ Mg/m}^3$ ), tandis que celles mesurées par TP3 et TP4 sont légèrement supérieures (50% et 52% respectivement). Supposons qu'à l'état d'équilibre le sol est saturé, les densités sèches peuvent donc être estimées selon leurs  $\theta$  mesurées :  $\rho_d = 0,58 \text{ Mg/m}^3$  (TP5) ;  $1,28 \text{ Mg/m}^3$  (TP4) ;  $1,33 \text{ Mg/m}^3$  (TP3) et  $1,39 \text{ Mg/m}^3$  (TP2). Cela signifie que l'humidification entraîne un gonflement important dans la zone proche de la surface (TP5), un léger gonflement aux niveaux inférieurs (TP4, TP3) et un tout petit effondrement au niveau de TP2. Dans le travail de Lemaire et al. (2004) où l'essai d'infiltration est aussi effectué en condition de gonflement libre, la densité sèche finale dans la zone proche de la surface est également inférieure à celle du sol au niveau inférieur. Dans le travail de Kröhn (2003), un léger effondrement est aussi relevé dans la zone loin de la surface ; cet effondrement peut être lié à la déformation des agrégats argileux sous l'effet combiné de la diminution de la succion et de la contrainte (Cui et al. 2002).

L'effet de bord peut être également observé à travers les mesures de température (Figure III.5) : la variation journalière de la température  $T$  dans le sol ( $\pm 0,1^\circ\text{C}$ ) est significativement inférieure à celle mesurée aux parois ( $\pm 1^\circ\text{C}$ ). De plus, la valeur de  $T$  mesurée dans la zone proche de la surface du sol (PT10) fluctue plus que celle mesurée par les autres capteurs PT en profondeur.



Quant aux tensiomètres (TS), on constate que le temps nécessaire pour atteindre l'équilibre avec la succion mesurée est assez long : 15 jours (Figure III.5). En fait, ce temps d'équilibre est lié à la perméabilité du sol qui est faible pour un sol gonflant compacté (Kuriyan et Singh 2003; Oliveira et Marinho 2008). A part la faible gamme de mesure de succion (inférieure à 1,5 MPa), ce temps d'équilibre important est un autre inconvénient des tensiomètres utilisés pour les sols gonflants. C'est probablement la raison pour laquelle les tensiomètres sont rarement utilisés dans les études sur sols gonflants.

### III.1.3 Exploitation des résultats

#### III.1.3.1 Courbe de rétention d'eau

La propriété de rétention d'eau est un paramètre important dans la description du comportement hydromécanique du sol. Les données de succion et de teneur en eau enregistrées simultanément sont utilisées pour sa détermination. Les données sont triées une fois tous les trente jours, de  $t = 24$  à  $t = 297$  jours. Les valeurs inférieures à 7000 kPa mesurées par les capteurs RS, à 50 kPa mesurées par les capteurs PS, à 5 kPa mesurées par les capteurs TS sont éliminées en raison de leur faible précision en dessous de ces limites respectives. Les données de teneur en eau volumique sont triées des mesures par les capteurs TP.

Le résultat est présenté sur la Figure III.7. La flèche indique le sens du processus : l'humidification. On observe une bonne concordance entre les mesures de succion réalisées par les trois différents types de capteurs en fonction de la teneur en eau. Cet accord confirme de nouveau la bonne performance de ces capteurs ainsi que la procédure de mesure adoptée. De plus, on obtient une relation succion - teneur en eau volumique linéaire dans un plan semi-logarithmique.

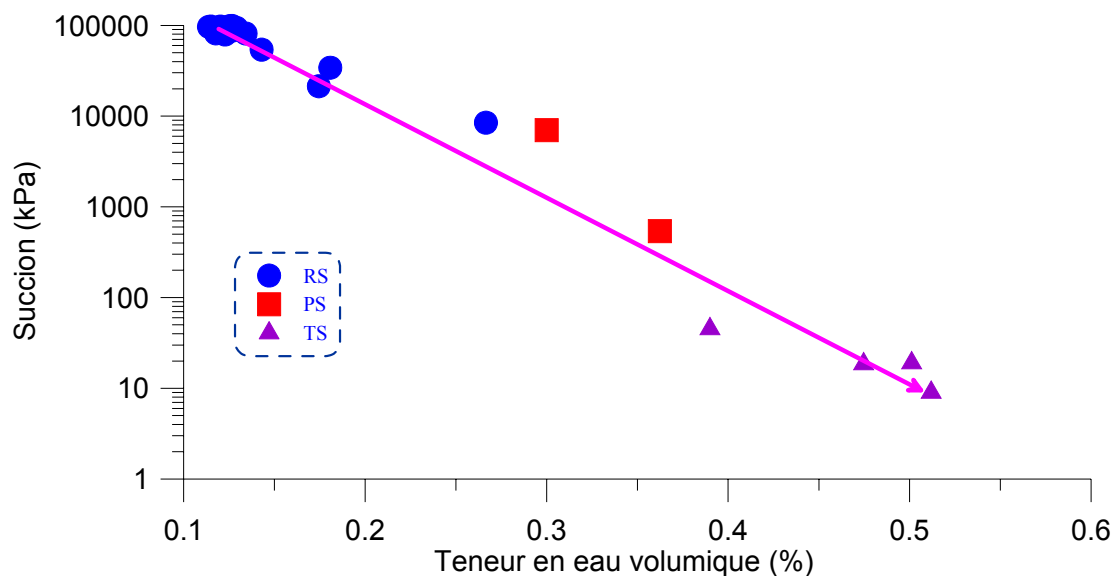


Figure III.7. Courbe de rétention d'eau en phase d'infiltration

L'ensemble de ces résultats sont comparés avec les résultats obtenus par Mantho (2005) sur quatre échantillons différents et deux chemins complets : séchage et humidification (Figure III.8). La

teneur en eau massique est calculée à partir de la teneur en eau volumique en considérant une densité sèche de 1,35 Mg/m<sup>3</sup>.

La raison de cette comparaison est que les résultats de Mantho (2005) sont également obtenus avec l'argile verte de Romainville. La différence est qu'il a travaillé sur le sol intact tandis que le sol compacté est utilisé dans cette étude. On note que le résultat de Mantho sur le chemin d'humidification est seulement disponible dans la gamme de fortes succions.

Sur la Figure III.8, on observe une très bonne compatibilité de nos résultats avec l'ensemble des résultats de Mantho (2005), ce qui montre que la courbe de rétention d'eau de l'argile verte de Romainville est similaire à l'état intact et à l'état compacté. De plus, cette courbe de rétention d'eau est relativement réversible, surtout dans la gamme de fortes succions, en concordance avec les résultats trouvés dans la littérature (Delage et al. 1998). Cette observation permet d'utiliser les données de Mantho (2005) pour construire une courbe de rétention d'eau plus complète.

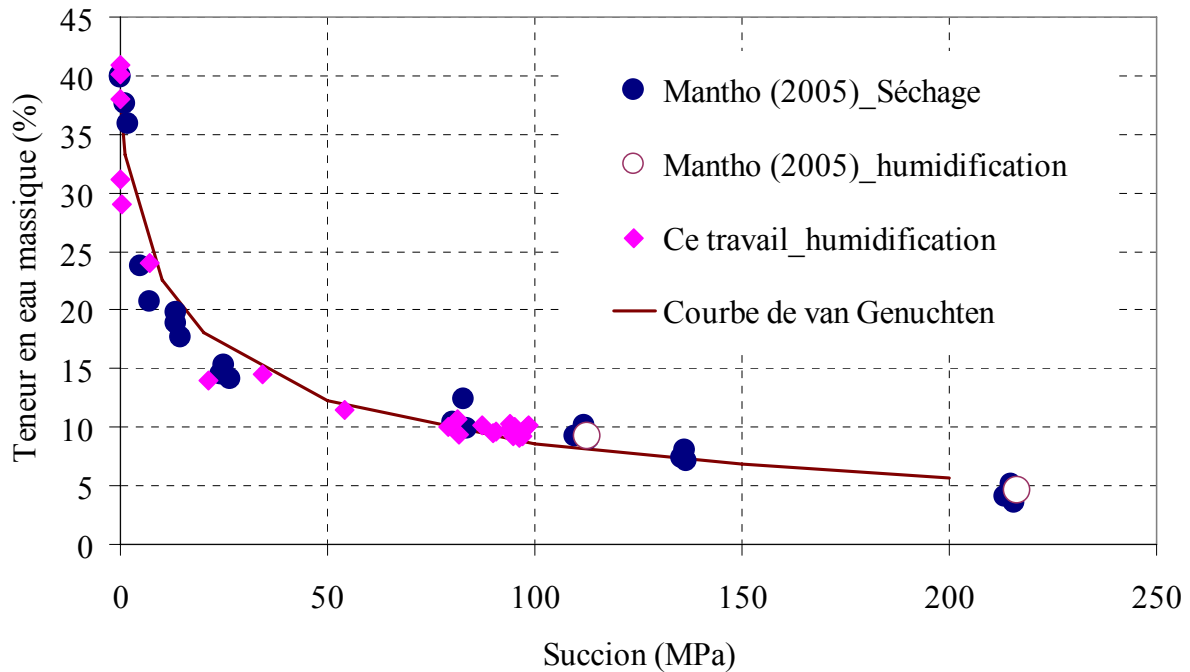


Figure III.8. Teneur en eau massique en fonction de la succion. Comparaison de ce travail avec celui de Mantho (2005) avec 4 échantillons de sol intact : échantillons 1&2 pendant le séchage, échantillons 3&4 pendant le séchage et l'humidification.

La formule proposée par van Genuchten (1980) est utilisé pour la courbe de rétention d'eau [III.1]. Les paramètres peuvent être déduits par calage de la Figure III.8.

$$S_r = w \frac{\rho_d \rho_s}{\rho_s - \rho_d} = \left( \frac{1}{1 + (\beta s)^n} \right)^m \quad [\text{III.1}]$$

En considérant une densité sèche  $\rho_d = 1,35 \text{ Mg/m}^3$  et une masse volumique des particules  $\rho_s = 2,79 \text{ Mg/m}^3$ , on obtient les valeurs suivantes pour les trois paramètres :

$$n = 0,65 ; m = 1,2 ; \beta = 0,00004.$$

La courbe théorique ainsi déterminée est également présentée sur la Figure III.8.

### III.1.3.2 Conductivité hydraulique en fonction de la succion totale

Les mesures simultanées de succion et de teneur en eau volumique peuvent être utilisées pour la détermination de la relation entre la conductivité hydraulique et la succion en utilisant la méthode des profils instantanés (Chiu et Shackelford 1998; Daniel 1982; Meerdink et al. 1996) ou par d'autres méthodes (Bruckler et al. 2002; Lemaire et al. 2004; Robinet et Rhattas 1995).

Dans la méthode de profil instantané, on utilise les profils de succion pour déterminer les gradients hydrauliques aux temps  $t$  et  $t + \Delta t$  ( $i_t$  et  $i_{t+\Delta t}$  respectivement) ; on utilise les profils de teneur en eau pour déterminer le débit  $q$  à travers une position (hauteur) donnée. En considérant une section  $A$  et en appliquant la loi de Darcy généralisée, la perméabilité hydraulique est calculée par Daniel (1982) :

$$k = -\frac{1}{A} \frac{q}{0,5(i_t + i_{t+\Delta t})} \quad [\text{III.2}]$$

L'évolution du profil hydrique est tracée sur la Figure III.3. Quant au profil de succion, dans la gamme de fortes succions, les données des capteurs RS (Figure III.2) sont utilisées ( $t = 100 - 300$  jours, avec les capteurs RS3, RS4, RS5) ; et dans la gamme de faibles succions, les données des capteurs PS (Figure III.5) sont utilisées ( $t = 300 - 340$  jours, avec les capteurs PS1, PS2).

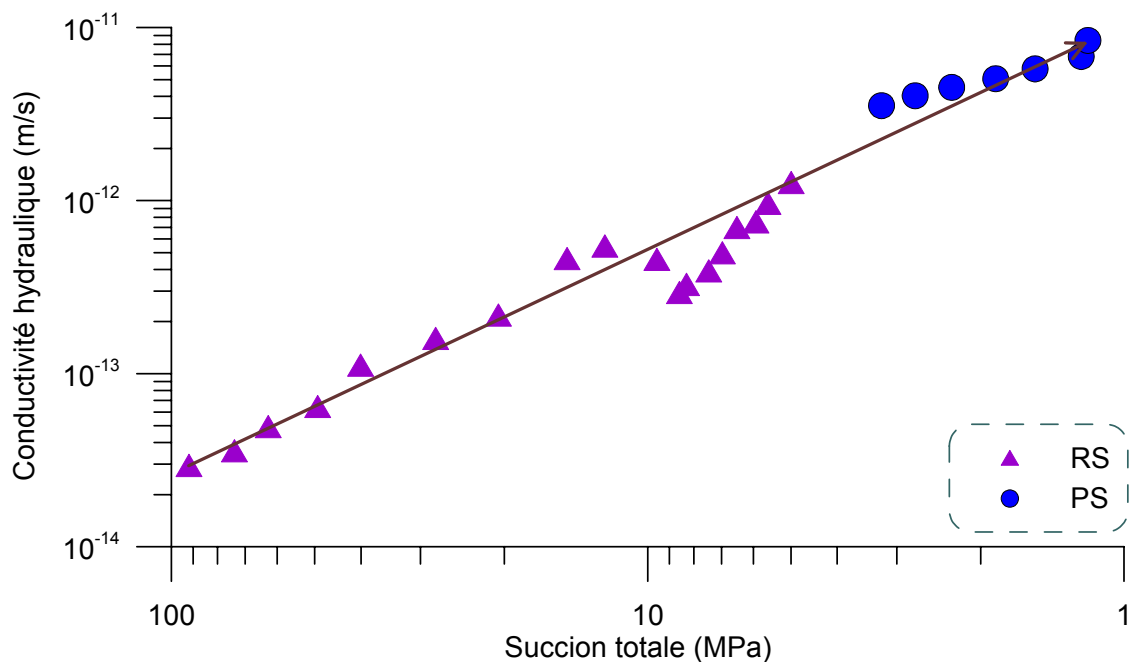


Figure III.9. Conductivité hydraulique en fonction de la succion totale

Les résultats de calcul sont présentés sur la Figure III.9. L'ordre de grandeur et l'évolution de la perméabilité en fonction de la succion sont en concordance avec les résultats trouvés dans la littérature (Bruckler et al. 2002; Chiu et Shackelford 1998; Cui et al. 2008a; Daniel 1982). En effet, la conductivité hydraulique augmente de  $10^{-14}$  m/s (quand  $s = 100$  MPa) à  $10^{-11}$  m/s (quand  $s = 1$  MPa) au cours de l'infiltration.

On note que les résultats de la conductivité hydraulique en fonction de la succion et de la courbe de rétention d'eau sont aussi très utiles pour la validation de modèles numériques des transferts hydriques dans le massif de sol (Cui et al. 2005; Wilson et al. 1994).

### III.2 Résultats pendant la phase de séchage

On rappelle que le séchage dans la chambre environnementale est provoqué par le vent chaud. La vitesse et la température sont contrôlées, ce qui n'est pas le cas pour l'humidité relative qui est très faible (moins de 5%).

Quatre essais de séchage sont réalisés. Les deux premiers ont une durée de temps relativement courte et on fait varier soit la température soit la vitesse du vent. L'eau est présente en permanence à la surface du sol durant ces deux essais. Les deux autres essais sont réalisés avec une durée plus longue. L'eau à la surface du sol s'évapore et les réseaux de fissures sont développés avec ce séchage soutenu. Pour ces deux essais, l'humidité relative et la température dans la salle du laboratoire sont également suivies.

Les résultats sont présentés séparément par séchage. On présente d'abord l'évolution de tous les paramètres dans le temps : humidité relative, température, débit d'air, puis le profil de température. À noter également que, dans la chambre environnementale, deux positions de mesure des capteurs RS sont disponibles : sur la face interne d'une plaque plexiglas (au centre) et au coin de la chambre. La température est présentée en deux parties : partie pour l'air (à l'entrée, à la sortie, au coin et au centre) et partie pour le sol (à la surface du sol et dans le sol jusqu'à 950 mm).

Pour les deux derniers séchages (3, 4), les mesures de succion et de teneur en eau volumique sont également présentées. De plus, les deux paramètres de caractérisation de la fissuration, le taux de fissures ( $R_{cs}$ ) et la largeur pondérée ( $L_p$ ), sont aussi présentés.

D'autre part, grâce aux mesures d'humidité relative et de température, le taux d'évaporation  $AE$  et l'évaporation cumulée  $CAE$  sont calculés et présentés.

### III.2.1 Méthode de calcul du taux d'évaporation

On détaille dans cette section la méthode de calcul du taux d'évaporation à partir des mesures de la température, de l'humidité relative à l'entrée et à la sortie de la chambre environnementale ainsi que de la vitesse du vent.

La pression de la vapeur d'eau saturante est d'abord calculée à partir de la température (Brutsaert 1988) :

$$P_v^s = g(T) = 101,325 \times \exp(13,3185 \times t_R - 1,9760 \times t_R^2 - 0,6445 \times t_R^3 - 0,1299 \times t_R^4) \quad [\text{III.3}]$$

Où :  $t_R = 1 - (373,15/T)$ ,  $T$  est en K.

Puis, la pression de vapeur d'eau est calculée avec la valeur de l'humidité relative :

$$P_v = h \times 100 \times P_v^s \quad [\text{III.4}]$$

Ensuite, l'humidité absolue de l'air humide, le rapport de la masse de vapeur d'eau au volume total d'air humide  $\rho_v$  ( $\text{kg/m}^3$ ), est calculée comme ce qui suit (Brutsaert 1988) :

$$\rho_v = \frac{0,622 P_v}{RT_a} \quad [\text{III.5}]$$

Grâce à la différence de l'humidité absolue de l'air à l'entrée et à la sortie et en considérant le débit d'air  $q$ , on peut calculer la quantité d'eau évaporée pendant un intervalle de temps donné :

$$Q = q \times (\rho_{v\_sor} - \rho_{v\_entr}) \quad [\text{III.6}]$$

Une autre méthode de mesure du taux d'évaporation est également utilisée, c'est la méthode de marquage sur les parois. En fait, cette méthode peut être employée quand l'eau couvre la surface du sol. La section de la surface d'eau étant connue : 800 x 1000 mm, avec la baisse du niveau d'eau, on peut déterminer la quantité d'eau évaporée. A noter que la baisse du niveau d'eau est aussi engendrée par l'infiltration. Le taux d'eau infiltré est estimé quelques jours avant le séchage quand la partie en air est hermétique et seule infiltration d'eau vers le bas est possible. Ce résultat est aussi présenté pour une comparaison avec le résultat de calcul par la première méthode.

### III.2.2 Séchage I

Le séchage 1 est réalisé en faisant varier la vitesse du vent et en maintenant une température de 150°C au niveau du tuyau chauffant. Cet essai a duré 7 jours. La Figure III.10 présente l'ensemble des paramètres mesurés et calculés.

Trois débits d'air sont appliqués : 96 l/min, 83 l/min et 67 l/min (Figure III.10a). La vitesse du vent correspondant au débit d'air de 96 l/min est de 0,5 m/s (relevé par anémomètre).

Quant à l'humidité relative, on note d'abord qu'à l'entrée elle est très faible, sa valeur varie entre 1% et 2,5% (Figure III.10b). Une légère diminution de cette valeur est ensuite observée à chaque diminution de la vitesse du vent et ces diminutions forment trois plateaux d'humidité relative : 2,4 ; 2,0 et 1,6% correspondant aux trois plateaux du débit d'air.

Les humidités relatives au centre et au coin de la chambre environnementale et à la sortie sont proches et présentent des variations similaires, en particulier les valeurs au centre et au coin (Figure III.10c). L'humidité relative à la sortie est légèrement en dessous de deux autres valeurs. Il semble que ces courbes se divisent aussi en trois plateaux.

En ce qui concerne la température, la valeur à l'entrée est relativement élevée d'une moyenne de 36°C (Figure III.10d), tandis que celles dans la chambre et à la sortie sont voisines comme pour l'humidité relative. De plus, des allures similaires d'évolution de températures peuvent être observées sur cette figure.

A la surface du sol, une diminution rapide de température au début de l'essai est observée (Figure III.10e). En effet, après deux jours ( $t = 0$  à  $t = 2$  jours), la température diminue de 22,5 à 20°C. Puis, la température fluctue légèrement autour de 20°C. De  $t = 3$  à  $t = 5$  jours, à cause d'un problème technique, la mesure n'est plus disponible.

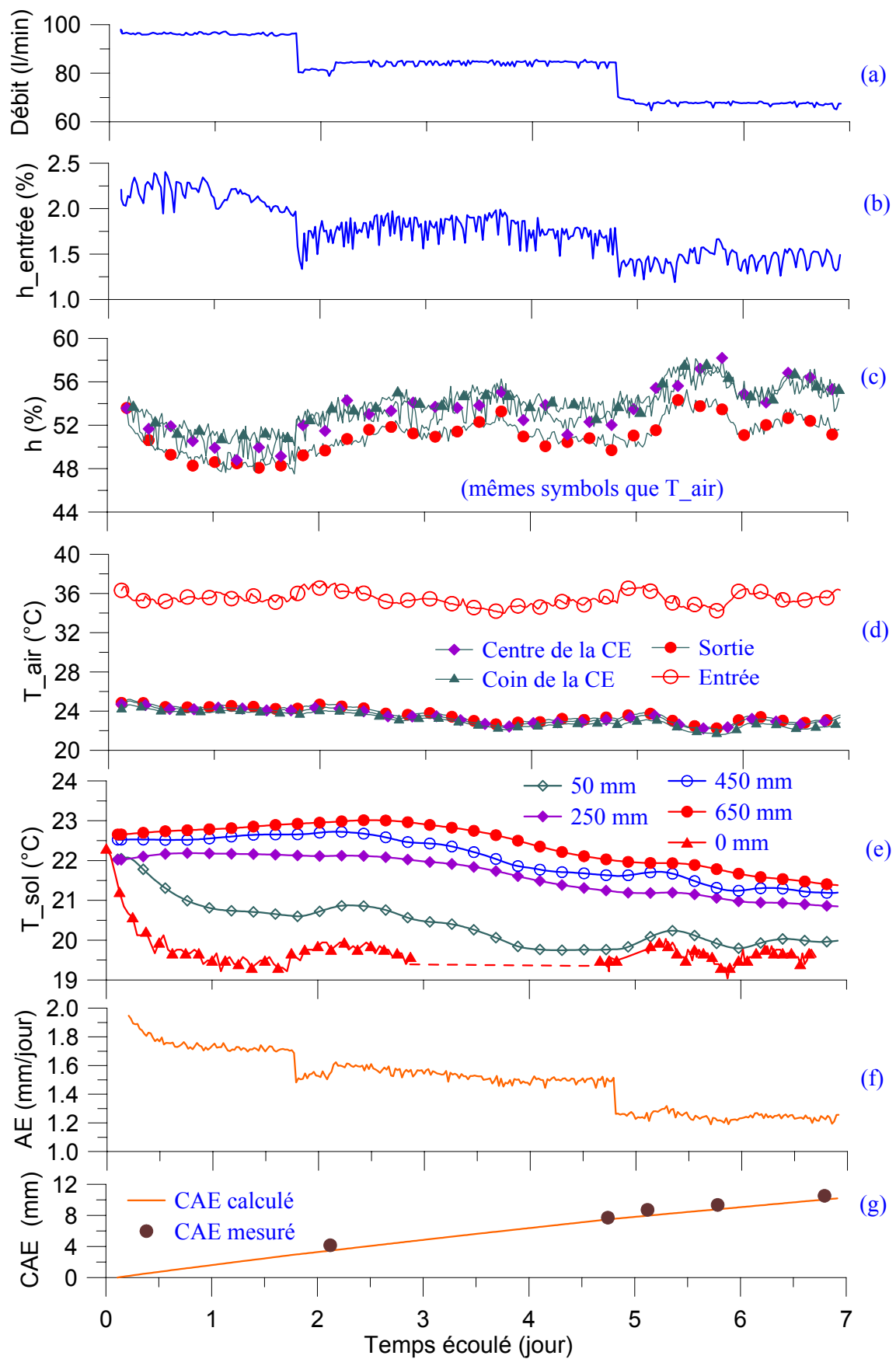


Figure III.10. Séchage 1 - trois vitesses différentes

En comparant les mesures de température à 50, 250, 450 et 650 mm de profondeur (Figure III.10e) on observe que plus le capteur est profond, plus la température est élevée. De plus, le profil de température à 50 mm s'écarte des autres profils. Dans le groupe formé des profils de 250, de 450 et de 650 mm, les profils de température sont similaires.

La Figure III.10e montre également une similitude dans l'évolution des profils de température à 50 mm et à la surface du sol, mais avec une fluctuation plus prononcée à la surface du sol.

Les deux dernières figures concernent le taux d'évaporation. L'évolution du taux d'évaporation (Figure III.10f) se divise clairement en trois parties correspondant aux trois débits d'air. En effet, les moments de chute du débit d'air sont retrouvés dans ce profil. Les trois valeurs moyennes de ces plateaux sont 1,7 ; 1,5 et 1,3 mm/jour.

Sur la Figure III.10g, on observe une bonne concordance entre le taux calculé et celui mesuré. Cette concordance est sur 7 jours. En outre, sur cette figure, le passage d'un plateau à l'autre n'est pas clair, ce qui est dû principalement à la petite différence entre ces taux d'évaporation (moins de 15%). Au total, une hauteur de 12 mm d'eau est évaporée.

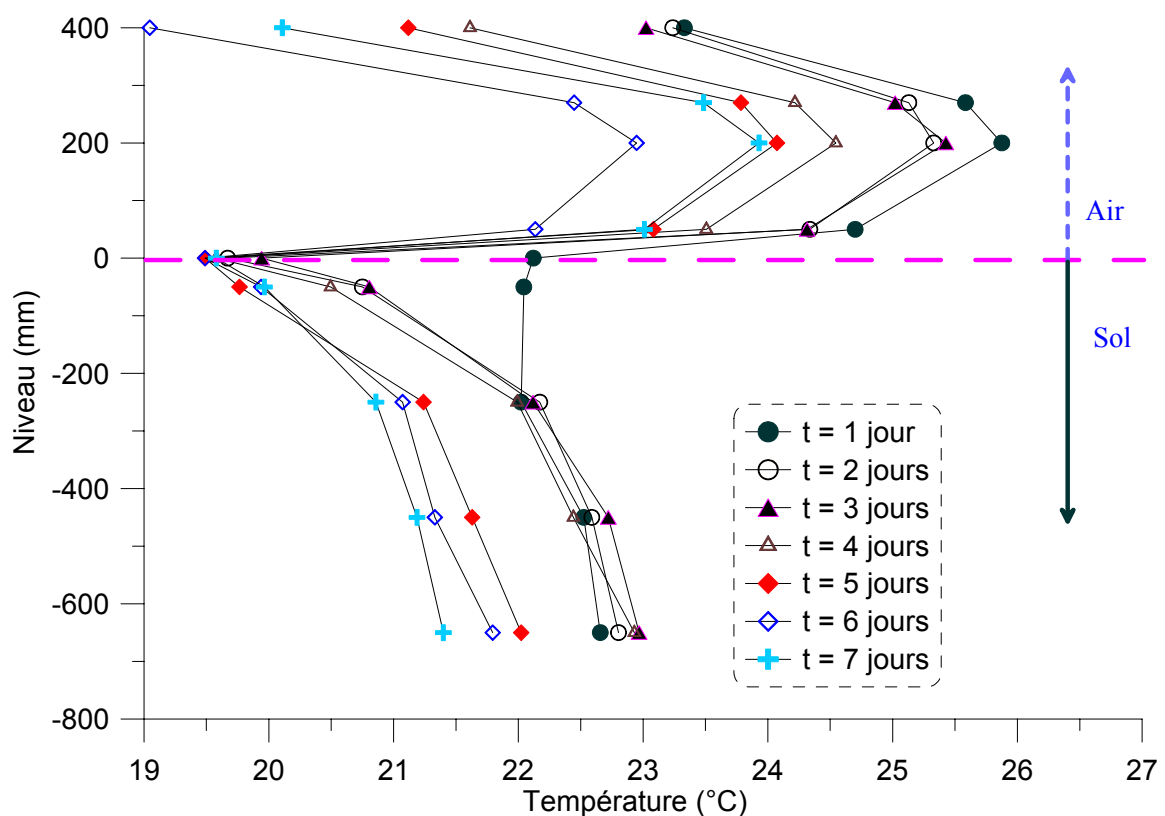


Figure III.11. Séchage 1 - profils de température

Afin de mieux apprécier la variation de température, les profils journaliers de température sont établis et présentés sur la Figure III.11. Dans la zone proche de la surface du sol, on observe deux gradients de température vers la surface, la plus faible température se situant à la surface du sol. En fait, au début de l'essai, à  $t = 1$  jour, la température à la surface du sol est proche de celle à 250 mm



dans le sol (22,0 °C). Puis on observe une chute importante de la température à la surface du sol (de 22,0 à 19,5°C après 1 jour) et une diminution progressive dans le sol.

Dans l'air, la température ne diminue pas dans le temps, contrairement à celles à la surface et dans le sol. En outre, la plus haute température dans l'air se trouve toujours à 200 mm de la surface du sol, qui correspond en réalité à la hauteur où l'air chauffé est envoyé dans la chambre environnementale. A plus de 200 mm de hauteur, sous l'effet de la température ambiante (20°C), la température baisse.

La chute de température à la surface du sol est liée directement au phénomène d'évaporation, car l'énergie consommée pour l'évaporation réduit la température. De plus, après une chute importante au bout de 2 jours, cette température ne diminue plus et semble indépendante de la vitesse du vent imposée.

### *III.2.3 Séchage 2*

Le séchage 2 est réalisé en maintenant un débit d'air constant à 100 l/min et en appliquant quatre températures différentes au niveau du tuyau chauffant : 50, 100, 150 et 200°C à  $t = 0, 6, 9, 10,5$  jours. La Figure III.12 présente l'ensemble des paramètres mesurés et calculés. Par rapport à la présentation des résultats du séchage 1, celle du séchage 2 présente les différences suivantes : d'abord, plus de courbes de température dans le sol sont présentées. De plus, l'évaporation cumulée est calculée à travers les données acquises par différents capteurs à la sortie de la chambre environnementale, et ce résultat est également présenté. Dans cet essai, les mesures de température par les thermistances dans l'air ne sont pas disponibles. En revanche, les données de température de l'air sont acquises par le capteur RS au centre.

On observe sur la Figure III.12a que le débit d'air fluctue légèrement entre 96 et 102 l/min. On observe également des fluctuations d'ordre de 2% pendant la période de  $t = 0$  à  $t = 6$  jours.

L'humidité relative à l'entrée reste faible mais elle est plus importante que celle du séchage 1. En effet, elle diminue par paliers de 5 - 4 - 2 - 1% et ces paliers correspondent bien aux moments de changement de température (Figure III.12b).

Les passages de plateaux d'humidité relative sont également observés sur la Figure III.12c pour les valeurs relevées au centre de la chambre (en fait comme les mesures au centre et au coin sont très proches, seules celles au centre sont présentées) et à la sortie. L'humidité relative à la sortie est légèrement en dessous de celle dans la chambre. Les quatre valeurs de plateaux sont de 58, 56, 48 et 44%. On note également qu'il faut un jour pour que l'humidité relative atteigne l'équilibre.

Les températures de l'air (Figure III.12d) et à la surface du sol (Figure III.12e) présentent également quatre plateaux. A l'entrée, les quatre plateaux bien distincts sont à 22, 25, 35 et 45°C. Quelques chutes de température observées dans le quatrième plateau sont dues à un problème technique du tuyau chauffant. L'augmentation de la température de l'air dans la chambre et à la sortie est moins prononcée que celle à l'entrée (de 18 à 25°C par rapport à de 22 à 45°C). Toutefois, il est clair qu'une augmentation de température à l'entrée entraîne une augmentation instantanée de température dans la chambre et à la sortie. De plus, de  $t = 2$  à  $t = 6$  jours, à cause d'un problème technique du thermomètre infrarouge, seules quelques mesures de température à la surface sont disponibles.

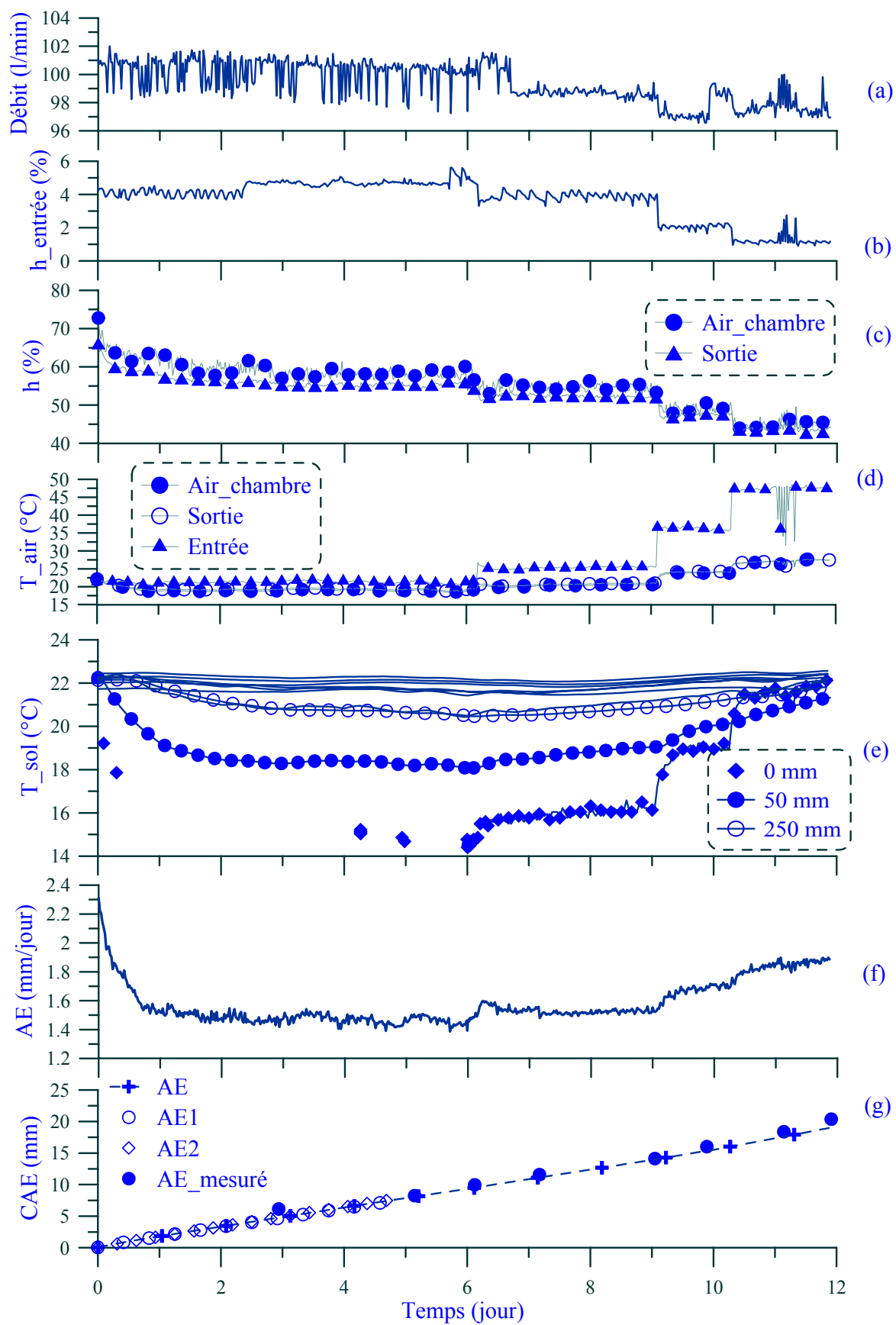


Figure III.12. Résultats du séchage 2

La température du sol est plus faible dans la zone proche de la surface (de 250 à 0 mm) de  $t = 0$  à  $t = 10$  jours. De  $t = 10$  à  $t = 12$  jours, on observe que la température à la surface du sol devient plus élevée qu'à celle à 50 mm. De plus, cette dernière reste toujours plus faible que les températures dans la zone à 50 - 950 mm de profondeur.

Après l'équilibre atteint au bout de 2 jours environ, l'évolution du taux d'évaporation se divise assez nettement en quatre parties correspondant aux quatre valeurs de température imposées (Figure III.12f). Les valeurs moyennes de ces plateaux sont de 1,45 ; 1,55, 1,65 et 1,85 mm/jour. On note que l'augmentation de la température conditionne directement l'augmentation du taux d'évaporation.

Quant à l'évaporation cumulée, en plus des résultats comme ceux du séchage 1, les résultats de calcul de l'évaporation cumulée grâce aux mesures par deux autres capteurs RS (*AE1*, *AE2*) aussi installés dans le collecteur sont également présentés (Figure III.12g). On précise que ces deux capteurs sont installés à différentes positions dans le collecteur d'air. On observe sur la Figure III.12g que les résultats calculés avec les mesures par trois capteurs RS se trouvent exactement sur la même droite, ce qui montre que la position de mesure dans le collecteur d'air n'a pas d'influence sur le calcul du taux d'évaporation.

D'autre part, on observe une très bonne concordance entre le taux calculé et celui mesuré comme dans le cas du séchage 1. Cette répétitivité confirme la bonne méthode de mesure du taux d'évaporation quand l'eau est présente à la surface du sol.

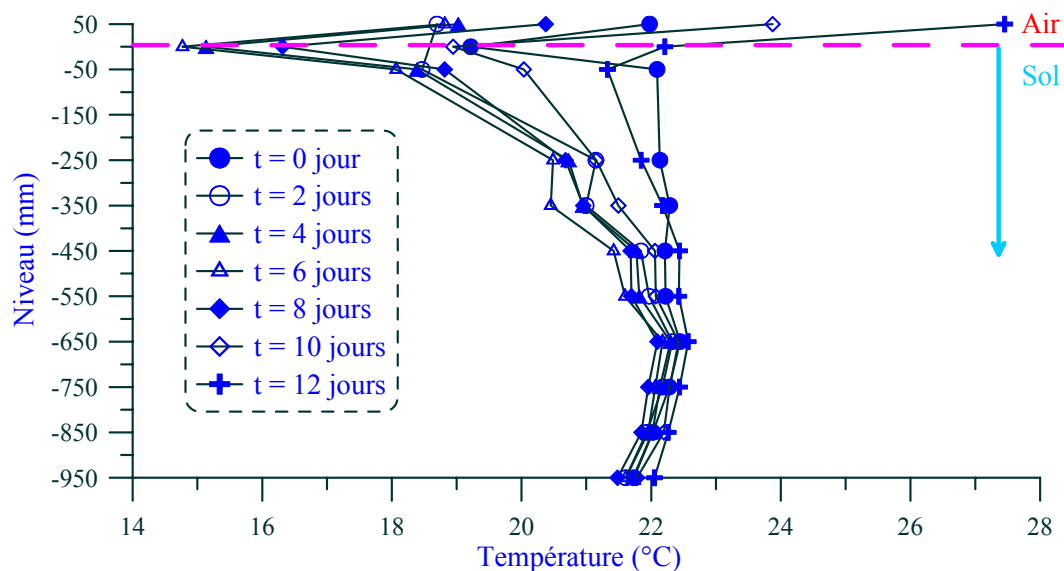


Figure III.13. Séchage 2 - Profils de température

Comme dans le séchage 1, on observe deux phénomènes durant les premiers jours ( $t = 0$  à  $t = 6$  jours). Premièrement, deux gradients de température vers la surface du sol dans l'air et dans le sol (0 – 650 mm). Deuxièmement, une chute importante de température à la surface et une diminution progressive dans le sol. On note que cette période correspond au premier plateau de température imposée.

Dans la période de  $t = 6$  à  $t = 12$  jours, quand la température de l'air augmente fortement, on observe une augmentation de température sur l'ensemble : à la surface du sol et dans le sol. En effet, à  $t = 6$  jours la température à la surface est de  $15,0^{\circ}\text{C}$ . Elle atteint  $16,5^{\circ}\text{C}$  à  $t = 8$  jours,  $19,0^{\circ}\text{C}$  à  $t = 10$  jours, et finalement  $22,5^{\circ}\text{C}$  à  $t = 12$  jours. De plus, à  $t = 12$  jours, la température à la surface du sol ( $22,5^{\circ}\text{C}$ ) est plus élevée que celle à 50 mm ( $21,0^{\circ}\text{C}$ ). A des profondeurs plus importantes, de 650 à 950 mm, une augmentation de température est observée durant tout le séchage 2.

### *III.2.4 Séchage 3*

Pour le séchage 3, le débit d'air et la température au tuyau chauffant sont contrôlés à 100 l/min et à  $150^{\circ}\text{C}$  respectivement. Ce séchage a duré 30 jours. La présentation des résultats se divise en deux parties : les mesures dans l'air avec les calculs du taux d'évaporation (Figure III.14) et les mesures dans le sol avec les paramètres de fissuration (Figure III.16).

Comme dans le séchage 2 quand la température imposée est de  $150^{\circ}\text{C}$ , la température moyenne relevée à l'entrée est de  $35^{\circ}\text{C}$  (Figure III.14a). On observe une diminution assez importante de cette température vers la fin de l'essai. Sur cette figure, on observe également que les températures dans la chambre, à la sortie et hors de la chambre sont assez proches, comprises entre 20 et  $24^{\circ}\text{C}$ , ce qui montre que l'évolution des températures à l'entrée, dans la chambre et à la sortie suit l'évolution de la température hors de la chambre.

Cette influence de l'ambiance n'est pas observée sur les mesures d'humidité relative (Figure III.14b). En effet, les humidités à l'entrée, à la sortie et dans la chambre présentent des variations beaucoup plus petites que celle hors de la chambre. L'humidité relative à l'entrée est faible (2,5%). En outre, on observe une diminution générale de l'humidité relative au centre et à la sortie. En effet, la valeur initiale est de 52% et la valeur finale est de 47% pour la mesure au centre de la chambre.

Le taux d'évaporation présente une diminution continue de 1,65 ( $t = 0$ ) à 1,30 mm/jour ( $t = 30$  jours) (Figure III.14c). Cette diminution est progressive sans changements importants. D'autre part, à  $t = 20$  jours, une légère augmentation du taux d'évaporation est observée. On constate que cette période correspond bien à l'augmentation de la température relevée dans l'air (Figure III.14a). Au total, une épaisseur de 42 mm d'eau est évaporée en 30 jours (Figure III.14d).

Durant cet essai, des fissures apparaissent à la surface du sol (Figure III.15). Ces fissures sont bien réparties sur l'ensemble de la surface du sol. De grandes fissures sont observées aux bords de la surface de la chambre. D'autre part, ce réseau de fissures comprend principalement des fissures très larges. En outre, les angles formés par les fissures aux bords sont proches de  $90^{\circ}$  par rapport aux parois.

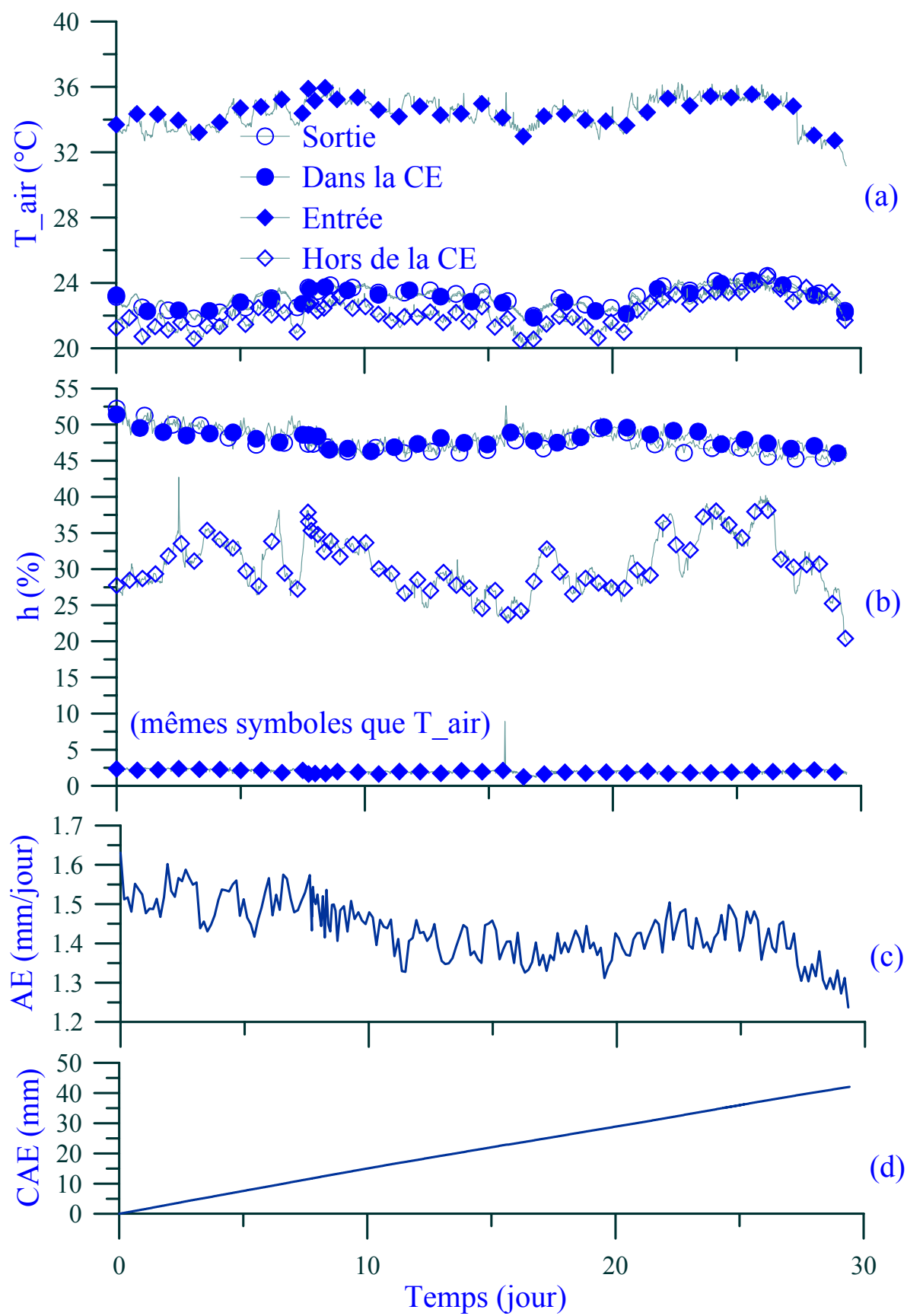


Figure III.14. Résultats du séchage 3 - Partie 1



Figure III.15. Séchage 3 - réseau de fissures à la surface du sol après 30 jours d'essai

Dans le sol, la température, la succion et la teneur en eau sont suivies à différentes profondeurs. Ces résultats sont présentés sur la Figure III.16, ensemble avec les paramètres de fissuration. On précise que les profondeurs utilisées dans cette présentation sont des profondeurs initiales en phase de compactage.

L'évolution de la teneur en eau volumique dans le sol à différentes profondeurs est présentée sur la Figure III.16a. Sur cette figure, seul le capteur le plus proche de la surface présente une diminution de teneur en eau volumique : de 65% à 17%. La teneur en eau à partir de 250 mm ne varie plus. En effet, les teneurs en eau volumiques à 250, 450, 650 et 850 mm sont de 52 ; 50 ; 49 et 48% respectivement et ces valeurs restent pratiquement constantes durant le séchage. On remarque que pour cette zone de 250 mm à 850 mm, la teneur en eau en profondeur est plus importante que celle proche de la surface.

Quant à la succion, seuls deux PS et un TS proches de la surface montrent des variations significatives (Figure III.16b). Sur cette figure, on note une variation importante de la succion à 50 mm de profondeur. En effet, la succion atteint 4000 kPa à la fin du séchage. En revanche, à 150 mm de profondeur, la succion varie entre 100 et 200 kPa. La succion à une plus grande profondeur (200 mm) sur le côté du massif de sol est plus importante à la fin du séchage. Elle dépasse 1000 kPa à  $t = 30$  jours. Il semble que sur ce côté, le sol présente un séchage plus rapide qu'au centre du massif de sol.

Sur la Figure III.16c, on observe que les températures les plus faibles dans le massif du sol sont à la surface du sol, viennent ensuite les températures à 50 mm de profondeur. Dans la zone de 250 à 950 mm de profondeur, la température paraît assez homogène avec une valeur moyenne de  $1,5^{\circ}\text{C}$  de plus par rapport à la température à 50 mm. On observe aussi que la température à la surface présente une diminution plus importante que celles en profondeur au début du séchage. De plus, l'évolution des températures dans le temps dans l'ensemble du massif est similaire. Cette évolution est aussi similaire à celle dans l'air (voir la Figure III.14a).

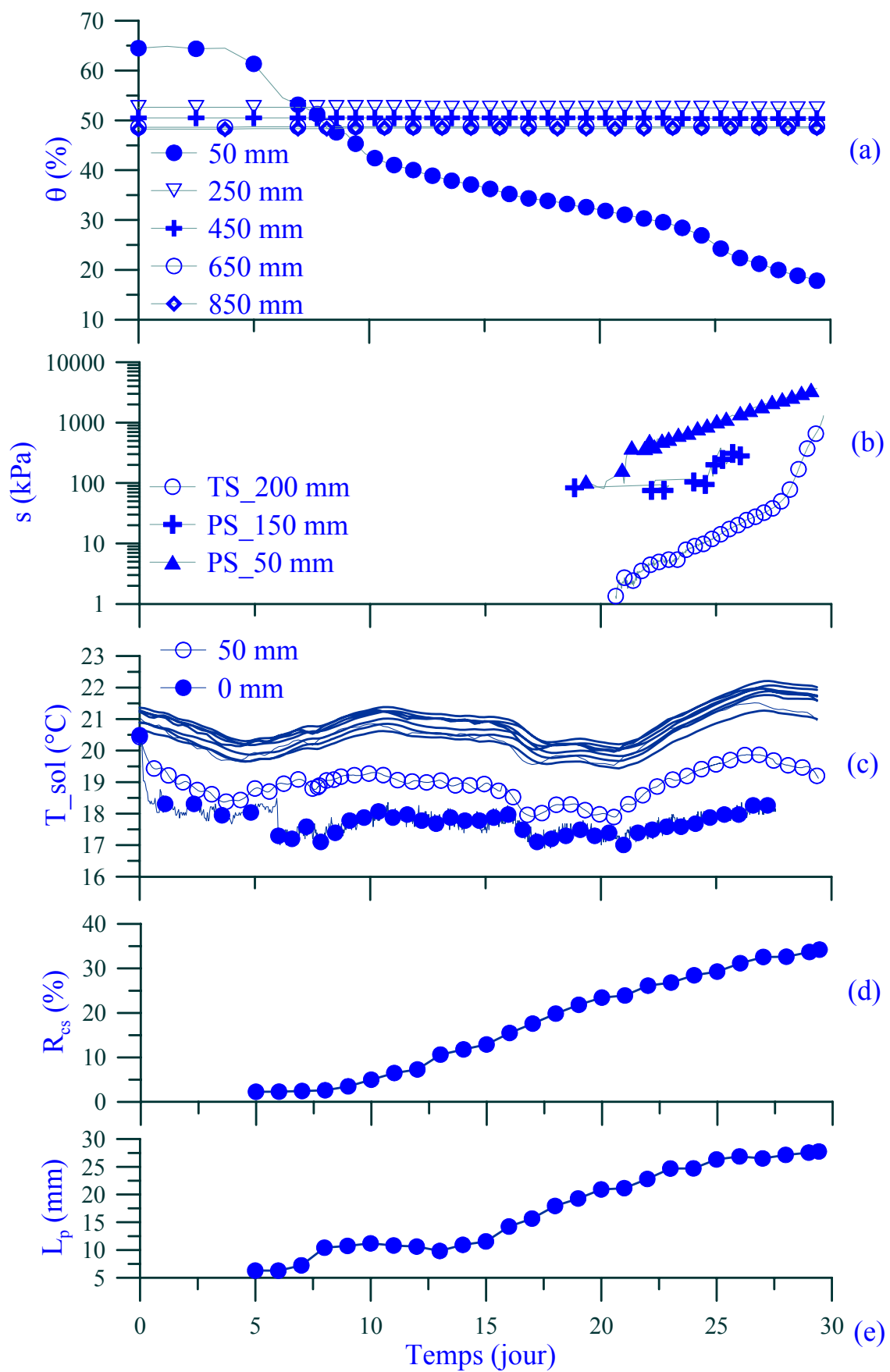


Figure III.16. Résultats du séchage 3 - Partie 2

Les deux paramètres de caractérisation des fissures, le taux de fissures et la largeur pondérée, sont présentés sur la Figure III.16*d* et sur la Figure III.16*e* respectivement. Après cinq jours d'essai, on observe une augmentation continue de ces deux paramètres. En fait, cinq jours sont nécessaires pour faire évaporer complètement d'eau à la surface du sol. Autrement dit, la fissuration commence dès que le sol est exposé à l'air. On observe que les valeurs initiales de ces deux paramètres ne sont pas nulles. Ceci est dû aux fissures préexistantes formées par l'arrêt d'alimentation d'eau durant la phase d'humidification.

Le taux de fissures atteint 34% et la largeur pondérée atteint 28 mm après 30 jours d'essai. D'autre part, on observe une petite zone convexe sur la courbe de la largeur pondérée. En réalité, ce phénomène pourrait être dû à un problème lié au traitement d'images.

Tous les 5 jours, les données de température sont prises pour établir les profils de température (Figure III.17). On peut faire les mêmes remarques comme pour les premiers séchages : une valeur minimale de température à la surface du sol après le déclenchement de l'évaporation et deux gradients de température vers cette surface de sol. En outre, on observe une influence importante de la température dans la salle sur l'ensemble des mesures de température. En effet, quand la température de l'air (qui est gouvernée par la température hors de la chambre) est élevée, l'ensemble du profil de la température du sol se déplace vers la droite, c'est-à-dire une augmentation et réciproquement. Une exception est observée sur le profil à  $t = 30$  jours pour lequel la température de l'air est basse et la température du sol (de 550 à 950 mm) reste élevée.

D'autre part, on observe durant cet essai, un gradient de température vers le bas dans la zone de 650 à 950 mm de profondeur. Ce gradient est relativement faible par rapport aux deux gradients vers la surface du sol.

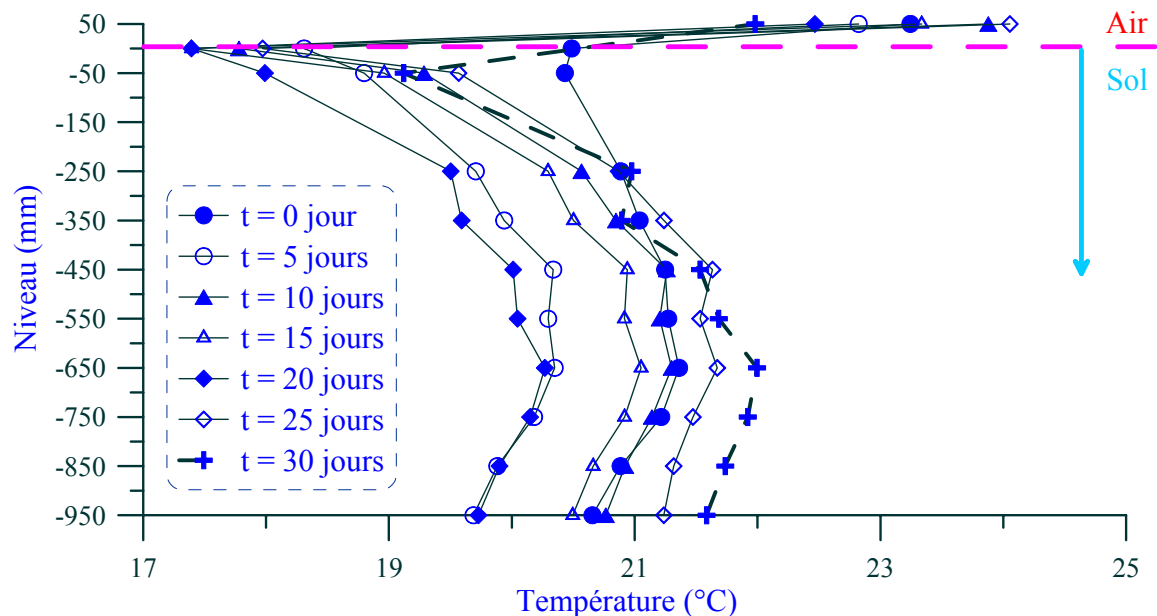


Figure III.17. Résultats du séchage 3 - Profil de température

On rappelle qu'à la fin du troisième séchage, un bloc de sol est prélevé et coupé en trois couches de 30 mm. Chaque couche est ensuite coupée en 9 tranches. Puis la teneur en eau massique est



déterminée pour chaque tranche. La numérotation des tranches et les résultats de teneur en eau sont présentés sur la Figure III.18.

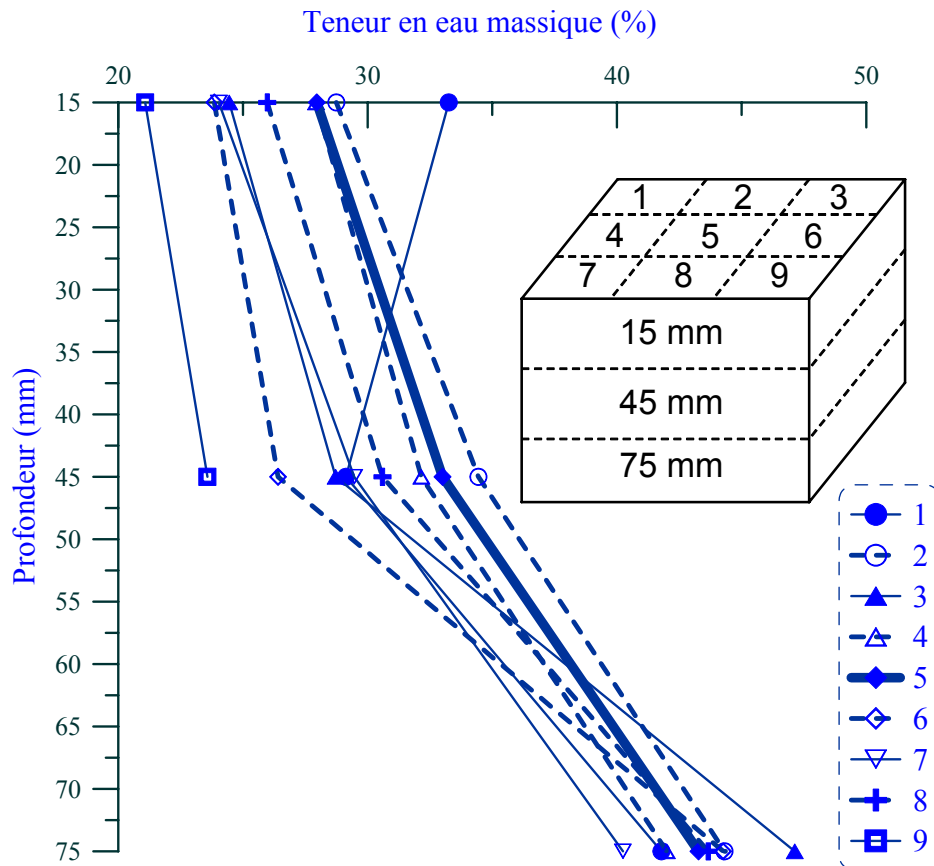


Figure III.18. Séchage 3 - profil de teneur en eau massique dans un bloc de sol

La colonne 5 au milieu est représentée par une ligne épaisse, tandis que les colonnes 2, 4, 6, 8 se situant au milieu des quatre côtés sont représentées par des lignes pointillées. Dans l'ensemble, les profils sont assez proches et similaires sauf pour le profil 1. La mesure à 45 mm de ce profil pourrait être mise en cause. Sur cette figure, si on supprime le profil 1, on observe que la teneur en eau de la colonne 5 se situant au milieu du bloc est plus grande que la plupart des autres colonnes. De plus, la plupart des mesures sur les colonnes du milieu et des côtés sont plus grandes que celles aux coins. Cependant, ces différences restent faibles.

On observe également des gradients relativement importants de teneur en eau. En effet, à 15 mm, la teneur en eau moyenne est de 25%, tandis que celles relevées à 45 et 75 mm sont de 30 et 44 % respectivement. De plus, il semble que dans la zone basse les valeurs de teneur en eau sont relativement proches.

### III.2.5 Séchage 4

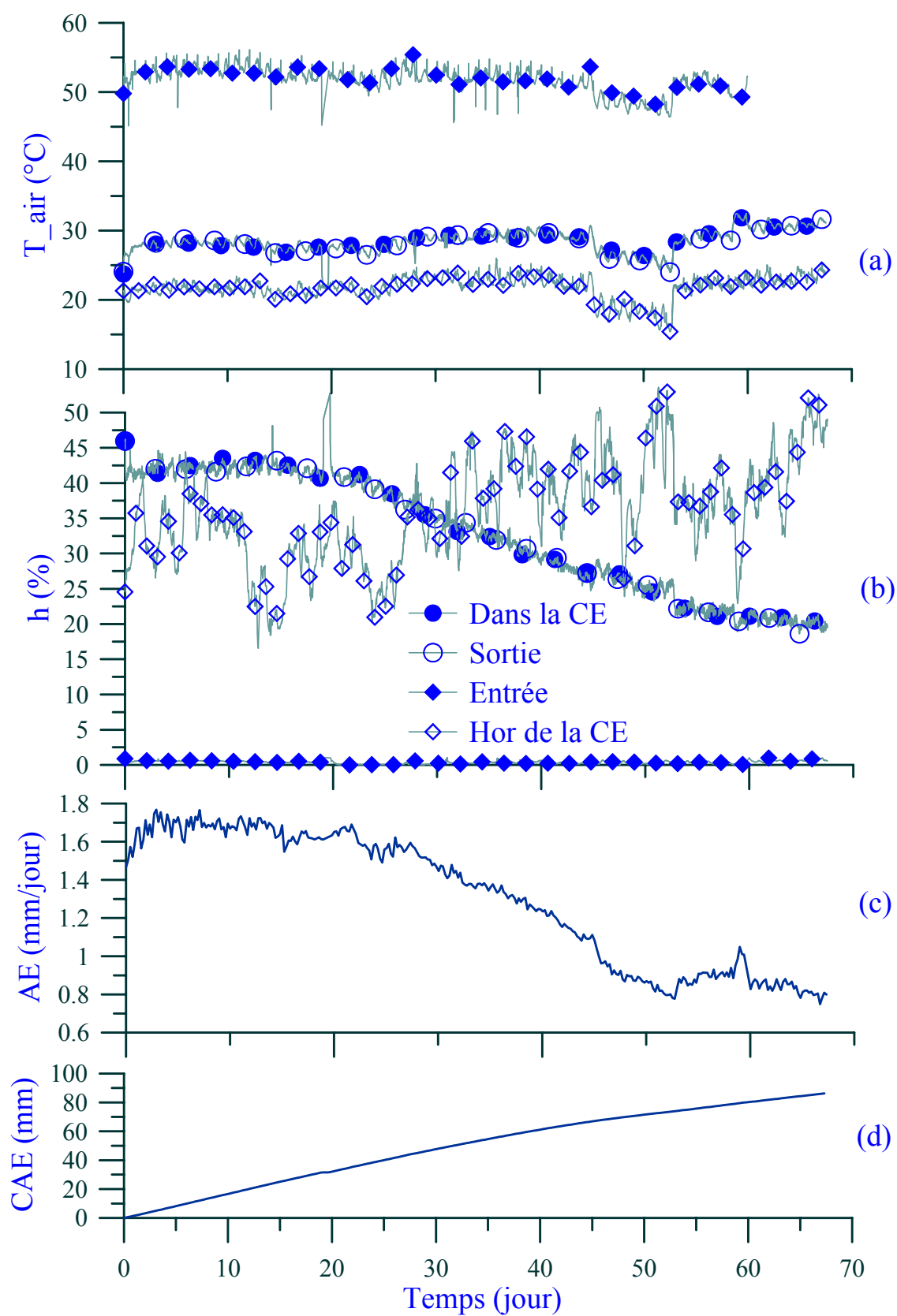


Figure III.19. Résultats du séchage 4 - Partie 1

Le séchage 4 a duré 70 jours. Cette longue durée a pour but d'étudier la troisième phase du processus d'évaporation. Le débit du vent est contrôlé à 85 l/min et la température est contrôlée à 200°C au niveau du tuyau chauffant. Cette condition d'imposition se traduit par une température moyenne de 52°C relevée au niveau de la boîte de mesure à l'entrée de la chambre environnementale (Figure III.19a). En fait, comme cette figure l'indique, cette température varie entre 48 à 54°C. On note que la température ambiante varie entre 16 et 24°C et elle est plus basse que celles relevées dans la chambre et à la sortie de la chambre environnementale. Comme dans les séchages précédents, la température ambiante conditionne l'allure des courbes d'évolution des températures à l'entrée, dans la chambre et à la sortie.

L'humidité relative est relevée aux mêmes points que pour la mesure de température. Elle est présentée sur la Figure III.19b. L'humidité relative de l'air à l'entrée est très faible ; elle est proche de 0. La valeur hors de la chambre varie de façon importante comme dans le cas du séchage 3 (25 - 50%). Comme pour les séchages précédents, des valeurs proches et des variations similaires entre l'humidité relative dans la chambre et à la sortie sont observées. La diminution de l'humidité relative dans ces deux endroits pendant le séchage est très nette. En effet, la valeur initiale est de 42% et la valeur finale est de 20%. Un plateau à 42% d'humidité relative est observé durant les 20 premiers jours, suivi d'une diminution continue. Cette phase de diminution semble se terminer à  $t = 55$  jours.

On observe sur la Figure III.19c que le taux d'évaporation présente dans son ensemble une diminution continue de 1,75 ( $t = 0$ ) à 0,80 mm/jour ( $t = 70$  jours). En fait, cette diminution peut se diviser en trois phases. Dans la première phase, de  $t = 0$  à  $t = 20$  jours, une valeur constante de 1,75 mm/jour est observée. Cette phase est suivie d'une diminution rapide pendant 30 jours (de  $t = 20$  à  $t = 50$  jours) où le taux  $AE$  passe à 0,80 mm/jour. Cette valeur se stabilise pour les derniers jours. En réalité, on observe un rebond à  $t = 60$  jours qui est lié à un problème technique de l'approvisionnement d'air. Il semble que les trois phases du taux d'évaporation correspondent aux trois phases d'humidité relative dans la chambre (Figure III.19b).

Une légère diminution de l'évaporation cumulée peut être observée vers la fin de la courbe (Figure III.19d). Au total, une épaisseur de 87 mm d'eau est évaporée en 70 jours.

Les fissures se sont développées à la surface du sol pendant le séchage 4 (Figure III.20). Elles sont bien réparties sur l'ensemble de la surface du sol. Le sol a une couleur verdâtre à cause de la formation d'algues durant la phase d'humidification après le séchage 3. En ce qui concerne la taille de fissures, on observe que de grandes fissures sont formées aux bords de la surface. Quelques larges fissures peuvent être également observées sur la surface du sol. D'autre part, ce réseau de fissures est constitué de grandes et de nombreuses petites fissures.



Figure III.20. Séchage 4 - réseau de fissures à la surface du sol après 70 jours d'essai

L'évolution de la teneur en eau volumique dans le sol à différentes profondeurs est présentée sur la Figure III.21a. Comme pour le séchage 3, seul le capteur le plus proche de la surface présente une diminution de teneur en eau volumique : de 75% à 6% ; la teneur en eau à partir de 250 mm ne varie plus, avec des valeurs proches de celles relevées dans le séchage 3. De plus, en comparant les séchages 3 et 4, on observe que la teneur en eau initiale à 50 mm de profondeur est plus importante dans le cas du séchage 4 : 75% au lieu de 65%, et que la valeur finale pour le séchage 4 est plus petite : 6% au lieu de 17%. Ceci est dû principalement à la durée plus longue du séchage 4. En effet, cet essai est deux fois plus long que l'essai de séchage 3, engendrant un degré de séchage plus grand pour le sol. Une chute importante de teneur en eau à 50 mm est également observée sur cette figure ( $t = 15$  jours).

La Figure III.21b montre des variations significatives de succion données par un PS et six TS. Une variation importante est relevée à 50 mm de profondeur. En effet, la succion à 50 mm dépasse, à  $t = 30$  jours, 8000 kPa qui est la limite supérieure du psychromètre. Parmi les six TS, quatre indiquent des valeurs supérieures à 1000 kPa et ils connaissent la cavitation rapidement (moins de 1 jour). Le TS à 195 mm commence à répondre à  $t = 25$  jours et il présente la cavitation le jour même. Le TS à 345 mm commence à donner une valeur supérieure à 30 kPa à partir de  $t = 20$  jours et la valeur augmente graduellement jusqu'à 1200 kPa à  $t = 35$  jours. Le TS à 245 mm répond après le TS à 345 mm. On rappelle que leurs positions sont du côté opposé. En fait, le TS à 245 mm commence à donner une valeur supérieure à 10 kPa à  $t = 30$  jours et il présente une augmentation très rapide de 50 à 1050 kPa (cavitation) à  $t = 36$  jours. Le TS à 545 mm donne une valeur supérieure de 10 kPa à  $t = 30$  jours et il augmente rapidement de 50 à 1600 kPa à  $t = 61$  jours. Quant aux capteurs TS à 445 et à 645 mm, leurs valeurs se stabilisent à 40 kPa à partir de  $t = 30$  jours. On note que les TS à 245, 445 et 645 mm se trouvent du même côté, les autres TS se trouvent du côté opposé et ils donnent tous des valeurs supérieures à 1000 kPa durant le séchage, et ce n'est pas le cas pour l'autre côté (côté avant) où un seul capteur TS à 245 mm enregistre une valeur au dessus de 1000 kPa.

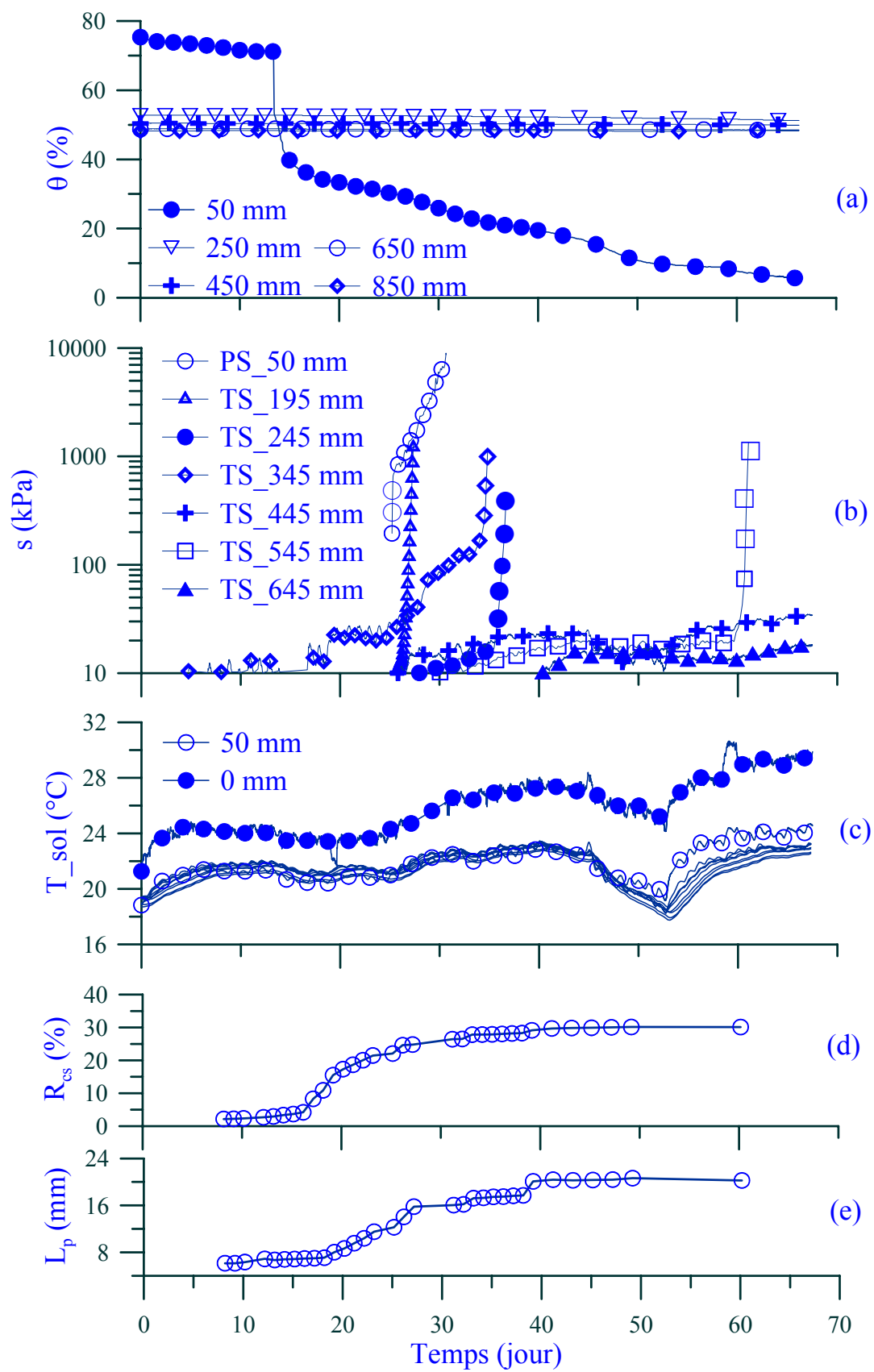


Figure III.21. Résultats du séchage 4 - Partie 2

A l'exception de la mesure à la surface du sol, la température dans le massif de sol est en général assez homogène (Figure III.21c). On observe cependant une variation plus importante des mesures par le capteur à 50 mm au moment du rebond des valeurs de température à  $t = 52$  jours. Quant à la température à la surface du sol, elle est plus haute que celles dans le massif, ce qui n'est pas le cas pour les séchages 1, 2, 3.

D'autre part, les variations de température dans le massif (y compris à la surface du sol) suivent une même allure d'évolution que les variations de la température ambiante. On observe également une tendance d'augmentation plus nette pour la température à la surface du sol par rapport aux températures relevées dans l'air, dans la chambre et à la sortie. En effet, on enregistre une augmentation de 22 à 30°C.

Quant aux paramètres de fissuration, ils présentent des tendances similaires d'évolution (Figure III.21d,e). Toutes courbes d'évolution se divisent clairement en trois parties : une partie de valeur initiale (jusqu'à  $t = 16$  jours), une augmentation rapide et une valeur de stabilisation à la fin (à partir de  $t = 42$  jours). On note que ces intervalles de temps ne se confondent pas avec ceux de l'évolution du taux d'évaporation  $AE$  (Figure III.19c). La valeur finale de  $R_{cs}$  est de 30% et celle de  $L_p$  est de 20 mm.

Comme pour le séchage 3, on observe que leurs valeurs initiales ne sont pas nulles, à relier aux fissures préexistantes formées pendant le séchage 3. En fait, malgré la nouvelle humidification par inondation après le séchage 3, certaines fissures restent encore visibles pour l'appareil photo.

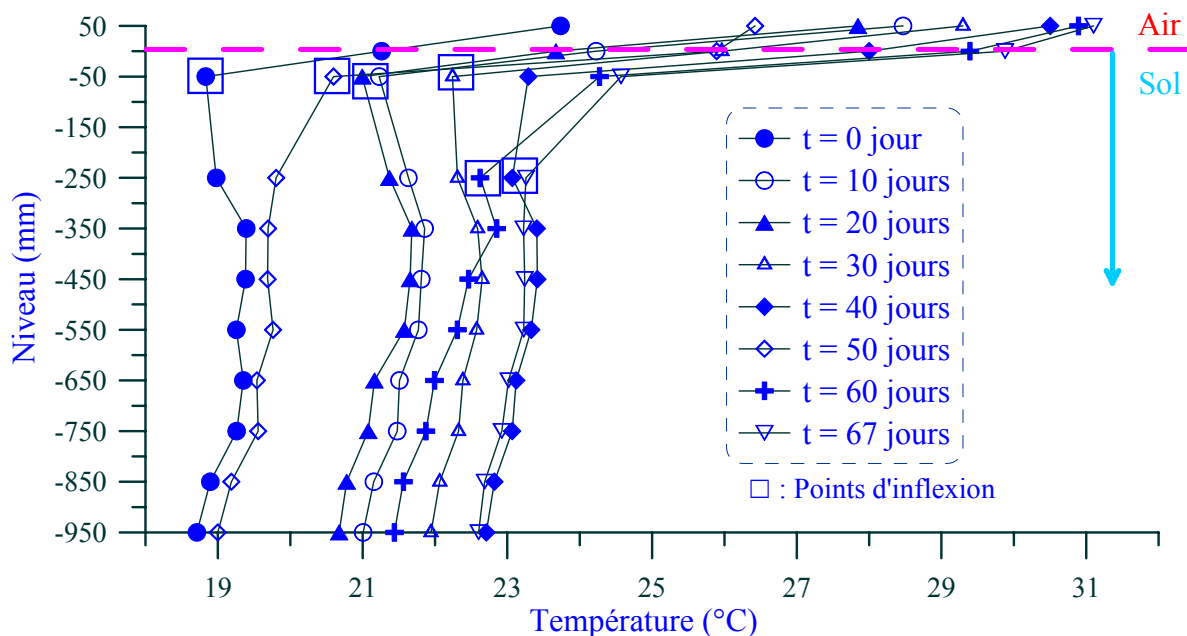


Figure III.22. Séchage 4 - Profil de température

Les données de température sur la Figure III.21c sont utilisées pour établir les profils de température (Figure III.22). Ces profils sont différents de tous les autres obtenus lors des trois premiers séchages : généralement, un seul gradient de température du haut vers le bas est observé.

Cette tendance est plus claire à la fin de l'essai. En outre, on peut observer des points d'inflexion des courbes qui descendent en général avec le temps.

Les mesures directes de profondeur et de largeur des fissures à la fin du quatrième séchage sont présentées sur la Figure III.23. Ces mesures sont effectuées au bord et au centre de la surface du sol. Les mesures sur les quatre côtés sont séparées. On rappelle que sur les côtés 1 et 3 sont installés les capteurs de mesure dans le sol.

D'abord, on observe que la fissure la plus grande se trouve au centre avec une largeur de 50 mm, et que la fissure la plus profonde se trouve au bord avec une profondeur de 200 mm. De plus, on observe qu'au bord la largeur varie peu, de 18 à 30 mm, et qu'en revanche, la profondeur varie considérablement de 60 à 200 mm. Il semble que les fissures sur le côté 3 sont aussi profondes mais plus larges que celles sur le côté 1. Enfin, cette figure montre également une large variation de profondeur et de largeur des fissures au centre de la surface. La profondeur maximale peut atteindre 140 mm.

Sur l'ensemble, les résultats sont très dispersés et une relation unique n'est donc pas possible à établir.

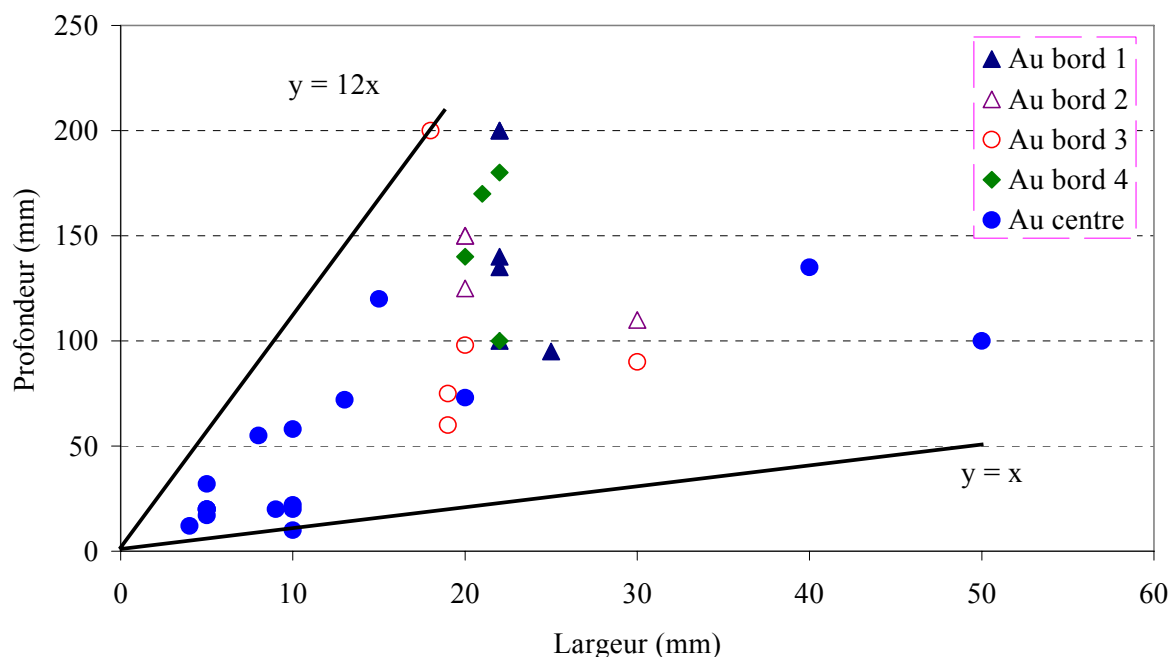


Figure III.23. Séchage 4 - Relation entre la profondeur et la largeur à la surface du sol

Le profil de teneur en eau massique est établi à partir des mesures de teneur en eau sur une face d'une fissure à la fin du séchage 4. Ce résultat est présenté sur la Figure III.24.

Une augmentation importante de la teneur en eau massique avec la profondeur peut être observée sur cette figure. En effet, à 1 mm de la surface, la teneur en eau est de 5%, tandis qu'à 120 mm de la surface, la teneur en eau est de 22%. On rappelle qu'il s'agit des mesures sur la face exposée à



l'air et ce gradient important de teneur en eau pourrait jouer un rôle non négligeable sur le taux d'évaporation total.

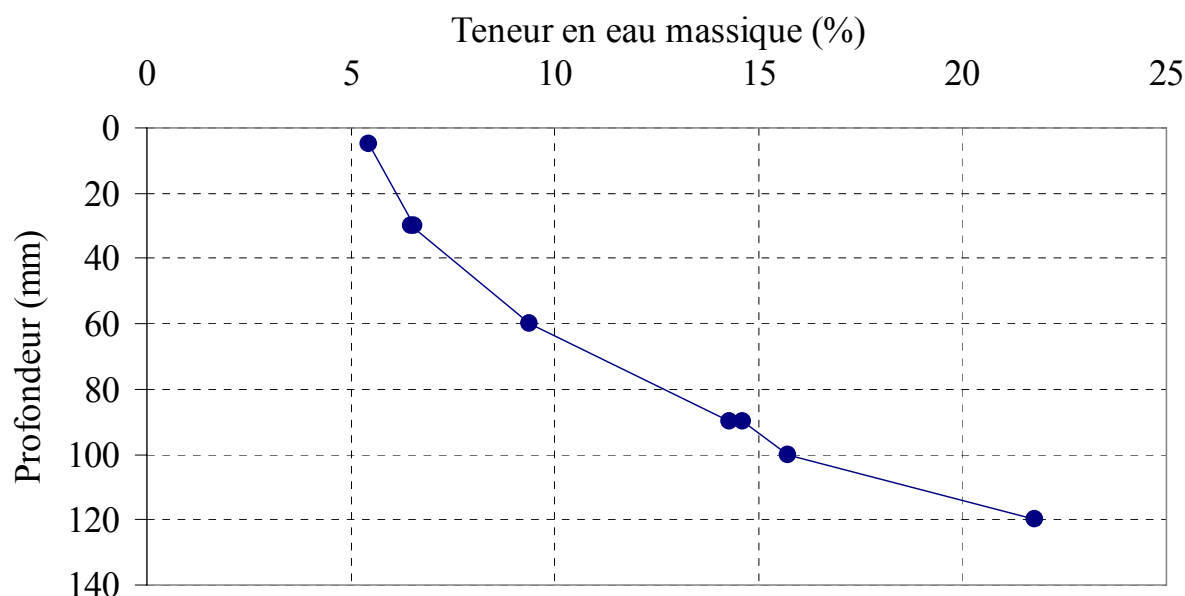


Figure III.24. Séchage 4 - Profil de teneur en eau dans une fissure

En outre, en comparant ce profil de teneur en eau massique avec celui obtenu dans le séchage 3, on observe qu'ils ont tous les deux un gradient important. De plus, les valeurs ne sont pas dans la même gamme : 5 – 22% pour le séchage 4 et 25 – 42% pour le séchage 3. Cette différence est liée au fait que le séchage 4 a duré deux fois plus de temps que le séchage 3.

### III.2.6 Discussions

La chambre environnementale est équipée des dispositifs expérimentaux spécifiques pour reproduire et étudier les différents scénarios de sécheresse. Au total, deux essais à courte durée avec de l'eau à la surface et deux autres essais à plus longue durée sont réalisés. On discute dans cette partie la pertinence des essais de séchages ainsi que celle des capteurs, des appareils et des résultats obtenus.

#### III.2.6.1 Mise au point de la chambre environnementale : dispositifs expérimentaux et matériau

A notre connaissance, cette chambre environnementale fait partie des dispositifs les plus complets pour étudier le phénomène d'évaporation. En effet, les chambres développées il y a longtemps (Kohsiek 1981) et très utilisées (d'après van de Griend et Owe 1994) qu'on trouve dans la littérature ne concerne pratiquement que la partie de l'air, la partie du sol étant souvent peu équipée et peu étudiée (Aluwihare et Watanabe 2003; Kohsiek 1981; van de Griend et Owe 1994).

Le système wind-tunnel est un système bien complet. Mais il demande un équipement très lourd (Wang 2006). Le système wind-tunnel de Yamanaka et al. (1997) est dédié à l'étude du phénomène d'évaporation et il ressemble à notre chambre environnementale au niveau de



l'équipements, avec des mesures de température, de succion, de teneur en eau dans le sol et des suivis de vitesse du vent, d'humidité relative, de température dans l'air ainsi que le suivi de la température à la surface du sol.

Le système de Yamanaka et al. (1997) est également équipé d'un système de rayonnement, ce qui n'est pas le cas pour notre chambre environnementale. En revanche, on peut dans notre cas contrôler la vitesse du vent comme dans celle de Aluwihare et Watanabe (2003) et la température, ce qui n'est pas courant. En fait, la température est souvent mesurée ou contrôlée au niveau de l'ambiance (Kondo et al. 1990; Wilson et al. 1994; Wilson et al. 1997).

D'autre part, l'air envoyé dans la chambre est très sec. En effet, son humidité relative varie entre 0 et 5% seulement. L'humidité de l'air utilisé dans les autres études est souvent proche de celle de l'ambiance, variant entre 40 et 80% (Wilson et al. 1997; Yamanaka et al. 1997). Cette très faible humidité permet d'intensifier le processus d'évaporation et de réduire la durée des essais de séchage.

Les matériaux étudiés par les autres chercheurs concernent souvent des sols grossiers comme du sable (Aluwihare et Watanabe 2003; Kondo et al. 1992; van de Griend et Owe 1994; Wilson 1990; Wilson et al. 1994; Yamanaka et al. 1997) ou le terreau (Kondo et al. 1992). Wilson et al. (1997) ont étudié une argile mais sous forme d'une couche de moins de 1 mm. L'étude expérimentale de l'évaporation sur un massif d'argile est rarement réalisée en laboratoire. De plus, l'étude approfondie sur l'effet de la fissuration, produite souvent avec des sols argileux soumis au séchage, sur le phénomène d'évaporation est également peu réalisée en laboratoire. En effet, on ne trouve dans la littérature que quelques études à cet égard réalisées in situ (Ritchie et Adams 1974; Selim et Kirkham 1970). D'autres particularités de notre chambre environnementale sont la longue durée de séchage (70 jours par exemple pour le séchage 4) et l'équipement d'un système d'imagerie spécifique.

### III.2.6.2 Fonctionnement de la chambre environnementale : capacités et limites

L'air comprimé peut produire un débit d'air maximal de 100 l/min, ce qui correspond à une vitesse moyenne du vent dans la chambre de 0,5 m/s. Cette vitesse est relativement faible mais elle est dans le même ordre de grandeur par rapport à celles souvent relevées sur certains sites en France où la vitesse est de 2 m/s (Cui et al. 2005). Cette vitesse est également dans l'ordre de grandeur avec celles utilisées dans la littérature : 1 m/s pour Yamanaka et al. (1997) ou 4 m/s pour Kondo et al. (1992).

Quant à la température produite par le tuyau chauffant, on arrive à imposer des valeurs importantes jusqu'à 32°C dans la chambre avec une température imposée à 200°C au niveau du tuyau chauffant (Figure III.19c). On note qu'une température de 32°C constitue déjà une valeur importante par rapport à des valeurs relevées sur certains sites en France (Cojean et al. 2009; Cui et al. 2005).

Durant les deux derniers séchages (3 et 4), des fissures apparaissent à la surface du sol et leur évolution est suivie par un appareil photo numérique. Les images prises régulièrement permettent la caractérisation de fissuration avec deux paramètres : le taux de fissures et la largeur pondérée. On note que la fissure la plus petite traitée a une largeur d'ordre de 1 mm. On note également que la lumière naturelle est souvent utilisée pour prendre des photos (Lakshmikantha 2009; Tang et al. 2008b). Dans cette étude, afin de minimiser l'effet de l'ambiance sur la chambre

environnementale, la lumière est coupée et le sol est seulement éclairé par les lampes LED qui génèrent très peu de chaleur.

En ce qui concerne les fissures, on note que les plus profondes se trouvent aux bords de la surface du sol. Ceci indique une influence importante des conditions aux limites. Les largeurs et les profondeurs des fissures au centre de la surface ont des valeurs relativement similaires à celles aux bords. Ceci semble montrer un effet similaire de l'ensemble des fissures, aux bords et au centre, sur le phénomène d'évaporation.

L'effet des conditions aux limites peut être également constaté sur les résultats de température enregistrés dans la chambre environnementale (dans l'air, dans le sol, à la surface, à l'entrée et à la sortie). En effet, ces résultats montrent une influence importante de la température ambiante : les courbes suivent bien les variations de la température ambiante. Ainsi, la température dans le sol est non seulement influencée par le phénomène d'évaporation mais également par la variation de la température ambiante. Cette influence est souvent observée dans les essais in-situ (Alvenas et Jansson 1997) ou en laboratoire (Kondo et al. 1992) où la température de la salle n'est pas contrôlée.

Tous les capteurs de mesure de température et d'humidité de l'air et de la surface du sol présentent des fluctuations dans leurs réponses. Ce phénomène est également constaté sur d'autres chambres environnementales ayant des dimensions similaires (Aluwihare et Watanabe 2003; van de Griend et Owe 1994). En fait, dans ces études, comme le vent est souvent turbulent, les mesures fluctuent en conséquence. Néanmoins, sur l'ensemble des résultats obtenus, la fluctuation est relativement petite et n'efface donc pas la tendance générale de la grandeur physique mesurée.

Les mesures dans l'air montrent une bonne performance des capteurs RS. En effet, le capteur RS peut mesurer des valeurs d'humidité relative très faibles de l'ordre de 1% (à l'entrée de la chambre dans le quatrième séchage) et des valeurs de température importantes de l'ordre de 50, 60°C (dans la boîte hermétique à l'entrée) pour une longue durée. On note également que dans le sol, pendant la phase d'humidification, ce capteur indique des valeurs d'humidité relative jusqu'à 100%. Cette performance est conforme à la spécification donnée par le fabricant (Comet 2008).

La plupart des capteurs fonctionnent bien et arrivent à couvrir leurs gammes de mesure complètes. En effet, pour la succion, le PS peut atteindre 8000 kPa et le TS peut atteindre 1500 kPa. En outre, au niveau de la teneur en eau volumique, le TP peut monter jusqu'à 80% et descendre jusqu'à 5%.

Les capteurs EC ne fonctionnent pas pendant la phase de séchage. Il paraît que ces capteurs basés sur le principe capacitif à 70 Mhz présentent de problèmes techniques dans un matériau contenant des minéraux argileux (Ta et al. 2008a).

### III.2.6.3 Résultats de mesures et de calculs

#### III.2.6.3.1 Evaporation

L'évaporation d'une surface d'eau dépend fortement des conditions atmosphériques imposées. En effet, le taux d'évaporation  $AE$  est pratiquement en relation linéaire avec à la fois le débit d'air (Figure III.25) et la température imposée à l'entrée de la chambre (Figure III.26).

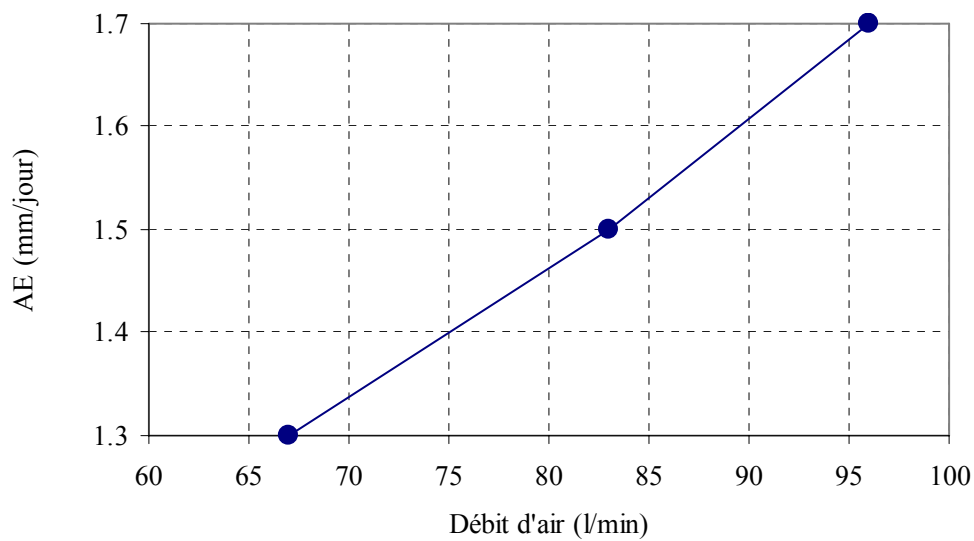


Figure III.25. Séchage 1 - Relation entre AE et le débit d'air

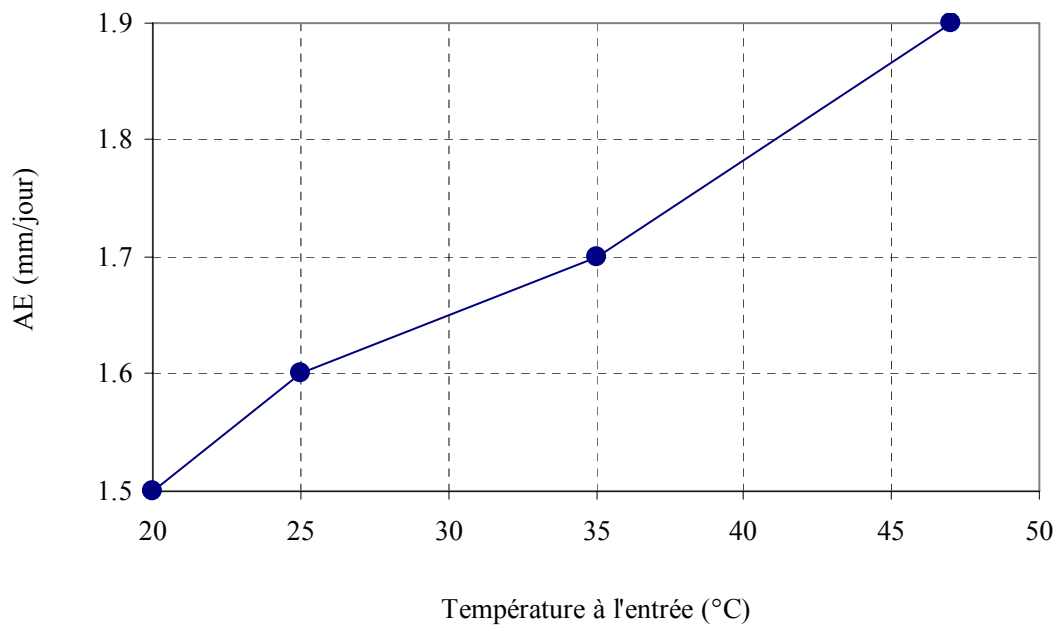


Figure III.26. Séchage 2 – Relation entre AE et la température à l'entrée de la chambre

On peut en effet supposer que la vitesse du vent dans la chambre environnementale soit proportionnelle au débit d'air car la section de passage ne change pas. Ainsi, le taux d'évaporation est en relation linéaire avec la vitesse du vent dans la chambre. Cette forte dépendance est également mise en évidence dans le travail de Wang (2006).

En maintenant les mêmes conditions atmosphérique et une fois que l'eau n'est plus présente à la surface du sol, le taux d'évaporation diminue dans le temps (séchage 3, séchage 4). Quand la durée

du séchage est suffisamment longue (séchage 4), l'évolution du taux d'évaporation peut se diviser en trois phases distinctes (Figure III.19). Ce phénomène est en bon accord avec les travaux dans la littérature (Hillel 1980; Hillel 2004; Lal et Shukla 2004; Wilson 1990). La longue durée dans cet essai est justifiée par la nature de l'argile qui retient fortement l'eau et prolonge le processus d'évaporation (Hillel 2004)

Le taux d'évaporation en conditions naturelles varie et dépend fortement des conditions atmosphériques locales : 1 et 6 mm/jour pour Blight (1997) à Johannesburg en Afrique du sud et entre 3 et 4 mm/jour pour Singh et Xu (1997) au Nord-Ouest de l'Ontario, Canada. Le taux  $AE$  dans notre étude varie entre 0,8 et 2 mm/jour et cette gamme couvre la gamme de 1,29 à 1,71 mm/jour considérée dans le travail de Wilson et al. (1997). On note souvent une gamme de variations plus large dans d'autres travaux : 0 – 6 mm/jour (Wilson et al. 1994), 2 – 9 mm/jour (Lal et Shukla 2004), 4 – 10 mm/jour (Aluwihare et Watanabe 2003), 0 – 20 mm/jour (Wang 2006) et 1,1 – 21,9 mm/jour (Kondo et al. 1990).

Les deux séchages 3 et 4 montrent seulement des variations de teneur en eau dans une zone proche de la surface du sol (à 50 mm). Dans la zone plus profonde, aucune variation n'est constatée. Cela met en évidence l'influence importante de l'évaporation sur la zone proche de la surface. Cette forte influence sur une zone limitée est également observée sur les profils de teneur en eau dans les travaux de Kondo et al. (1992) et de Wilson et al. (1994). Par exemple, dans le travail de Kondo et al. (1992), sur deux colonnes de sable et de terreau, le sol est desséché à la surface tandis qu'à partir de 80 mm de profondeur, aucune variation de teneur en eau n'est observée. En fait, la profondeur de la zone affectée par l'évaporation en terme de variations de teneur en eau dépend fortement de la durée de l'essai, du taux d'évaporation et en particulier de la perméabilité du matériau. En effet, dans le travail de Wilson et al. (1994) avec une colonne de sable, 5 jours suffisent pour diminuer la teneur en eau à 250 mm de profondeur de 20 à 15%, 42 jours sont nécessaires pour une diminution de 20% à 5%. En revanche, dans le séchage 4 de ce travail, même 70 jours ne sont pas suffisants pour faire varier la teneur en eau à 250 mm. On note également que le taux d'évaporation dans le travail de Wilson et al. (1994) diminue de 7 à 1 mm/jour et celui dans le séchage 4 diminue de 1,7 à 0,8 mm/jour. Cette grande différence explique également le développement plus lent de la zone affectée par l'évaporation.

La température dans le sol, en particulier dans la zone proche de la surface, est non seulement influencée par la température ambiante mais aussi par l'évaporation. En effet, durant les trois premiers séchages, une forte diminution de température à la surface du sol est remarquée. Plus précisément, on constate souvent après une courte durée de séchage, deux gradients de température vers la surface du sol. Le gradient dans l'air est plus important que celui dans le sol, et le gradient dans le sol commence à partir de 650 mm de profondeur. Le phénomène d'une chute importante de température à la surface du sol après le déclenchement de l'évaporation est également observé dans le travail de Wilson (1990), qui est rapporté dans le travail de Cui et al. (2005) et étudié dans le travail Wilson et al. (1994). On explique ce phénomène par la consommation d'énergie (chaleur) par le processus d'évaporation. Cette énergie peut provenir de l'air comme du sol lui-même en refroidissant ce dernier.

On observe une augmentation de température sur l'ensemble du massif de sol quand la température de l'air augmente (séchage 2, à partir de  $t = 8$  jours) ou quand l'essai dure assez longtemps (séchage 3, à partir de  $t = 25$  jours). Ce phénomène est également observé sur le profil de température après 12 jours d'essai dans le travail de Wilson et al. (1994). En fait, quand la température de l'air est augmentée, cette augmentation fournit une quantité d'énergie plus

importante que celle nécessaire pour l'évaporation (bien que le taux d'évaporation augmente aussi) et fait augmenter par la suite la température à la surface et dans le sol. Dans le cas où les conditions atmosphériques sont maintenues constantes, l'augmentation de la température dans l'ensemble du massif est due à la diminution du taux d'évaporation qui se traduit ensuite par une demande d'énergie moins importante.

On observe que le gradient de température est inversé dans le sol à 650 mm de profondeur dans le séchage 2 et le séchage 3. Il semble que la zone affectée par l'évaporation et les conditions atmosphériques est limitée à cette profondeur. Ce n'est cependant pas le cas pour le séchage 4 où pratiquement un seul gradient dans le sol est constaté. La profondeur d'influence dépend ainsi clairement des conditions atmosphériques, en l'occurrence, la température de l'air.

On constate aussi que dans la zone proche de la surface du sol, le point où la température est la plus faible ne se situe pas toujours au niveau de la surface. En effet, le point descend au cours du séchage : dans le séchage 2, à  $t = 12$  jours, ce point se trouve à 50 mm ; dans le séchage 4, à  $t = 0, 10, 20, 30$  jours, ce point se situe à 50 mm aussi ; puis à  $t = 40$  jours, ce point se situe à 250 mm ; à  $t = 50$  et 67 jours, un seul gradient de température vers le bas est constaté. Le même phénomène est observé dans le travail de Wilson et al. (1994) : après 12 jours de séchage, la plus faible température se trouve à environ 20 mm de la surface du sol. Ce phénomène pourrait s'expliquer par l'avancement du front sec ou le front d'évaporation (Hillel 2004; Philip 1974; van Keulen et Hillel 1974). En effet, l'évaporation ne se produit pas toujours à la surface du sol. Au fur et à mesure du séchage, l'eau s'évapore à une profondeur de plus en plus importante. A cette profondeur, la demande d'énergie pour l'évaporation est importante et refroidit ainsi la température du sol.

Ce phénomène serait encore plus clair avec les matériaux grossiers car ce type de matériau retient l'eau moins fortement que l'argile et il peut être desséché complètement. En conséquence, on observe souvent des modèles de calcul du taux d'évaporation par méthode de résistances où la première couche de sol est considérée comme complètement sèche et ne contribue plus à l'évaporation totale (Aluwihare et Watanabe 2003).

#### III.2.6.3.2 Fissuration

Des fissures se développent durant le séchage 3 et le séchage 4 et la fissuration est caractérisée pour chaque séchage par le taux de fissure  $R_{cs}$  et par la largeur pondérée  $L_p$ . On constate que les variations de ces deux paramètres sont similaires. En effet, pour le séchage 3, on observe deux phases d'évolution, tandis que pour le séchage 4, trois phases d'évolution sont relativement bien distinguées. Une fois le taux de fissures atteint la phase de stabilisation, la largeur pondérée se stabilise également. De plus, comme les taux d'évaporation pour les deux séchages sont voisins, il faut plus de 30 jours pour atteindre la phase de stabilisation pour ces deux paramètres.

Les relations entre le taux de fissures et la teneur en eau volumique mesurée à 50 mm sont présentées sur la Figure III.27. On constate de nouveau l'allure de l'évolution du taux de fissures : 2 phases pour le séchage 3 et 3 phases pour le séchage 4. Sur cette figure sont précisée également la zone avec des mesures valables et la zone où la sonde TP à 50 mm est exposée à l'air.

Sur cette Figure III.27 on peut déterminer deux valeurs de teneur en eau au moment des passages de phases. On observe qu'au début du séchage, la fissuration ne se développe pas immédiatement. Il faut que la teneur en eau descende à une certaine valeur ( $\theta_c$ ) pour que les fissures s'ouvrent (à part les fissures préexistantes).

Il apparaît qu'à cette valeur de teneur en eau, la succion dans le sol est non nulle et dépasse la capacité de traction du sol, ainsi les fissures apparaissent. Par la suite, l'augmentation rapide de la succion à la surface du sol entraîne une croissance du taux de fissures et de la largeur pondérée. Ce phénomène est mis en évidence également par Miller et al. (1998) et Yesiller et al. (2000) qui ont étudié la relation entre le taux d'évaporation et la succion.

Enfin, la limite de retrait est atteinte ( $\theta_{fc}$ ) et une diminution de teneur en eau ne provoque plus de diminutions du volume du sol à la surface. Ainsi, le développement du réseau de fissures s'arrête ; le taux de fissures et la largeur pondérée se stabilisent. Des résultats similaires sur l'argile verte de Romainville sous forme de pâte contenue dans une coupelle sont obtenus dans le travail de (Tang et al. 2008c).

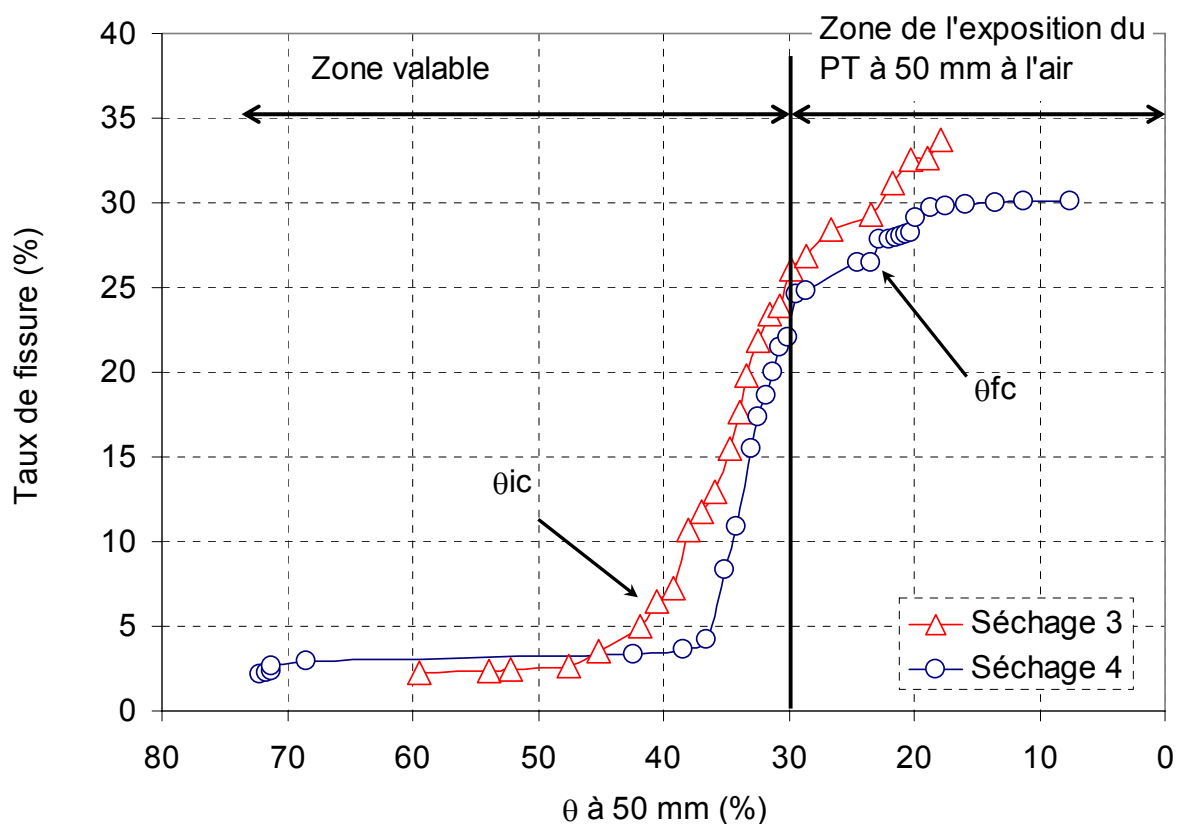


Figure III.27. Taux de fissures en fonction de la teneur en eau volumique (symbole carré pour le séchage 3, symbole rond pour le séchage 4)

En comparant les valeurs finales du taux de fissures et de la largeur pondérée des deux séchages 3 et 4, on observe que le séchage 3 a des valeurs supérieures. La plus petite largeur pondérée du séchage 4 peut s'expliquer par l'apparition des petites fissures dans ce séchage. On note cependant que la diminution du taux de fissures pour un cycle de suite est contradictoire avec les résultats obtenus par Yesiller et al. (2000) surtout quand le temps de séchage est plus long et la teneur en eau à la surface du sol est plus faible.

Enfin, les gradients importants de la teneur en eau observés sur la face d'une fissure (séchage 4) et sur un bloc de sol (séchage 3) ne sont pas en accord avec les résultats obtenus par Ritchie et Adams (1974); et par Selim et Kirkham (1970). En effet, leurs résultats montrent un gradient de teneur en eau beaucoup plus important à la face d'une fissure qu'au sein du massif de sol. On note cependant que dans leurs travaux une seule fissure au milieu du massif de sol est créée, tandis que dans ce travail, le bloc où la teneur en eau est relevée est entouré de grandes fissures. Ainsi, on pourrait avoir dans notre cas une distribution de teneur en eau un peu plus homogène entre la surface et au sein du bloc.

### III.2.7 Exploitation des résultats

Dans le but de vérifier le calcul du taux d'évaporation, l'évaporation cumulée  $CAE$  (Figure III.14) est comparée avec la quantité d'eau sortante du massif de sol calculée à partir des mesures de teneur en eau volumique dans le sol.

La variation de teneur en eau volumique se limite pratiquement à la surface (Figure III.16). On rappelle que seul le capteur à 50 mm de la surface présente des variations importantes, les autres capteurs (à 250, 450, 650, 850 mm) ne présentent pas de variations. Les évolutions de la teneur en eau dans le massif de sol sont simplifiées et présentées sur la Figure III.28. Pour établir ce schéma, deux hypothèses sont faites : 1. la teneur en eau à la surface du sol est proche de celle à 50 mm, et 2. la distribution de la teneur en eau du sol sur les 250 mm de profondeur est linéaire. Ce schéma est utilisé pour calculer la quantité d'eau sortante du sol par une simple intégration dans le temps. Ce résultat est comparé ensuite avec l'évaporation cumulée (Figure III.29).

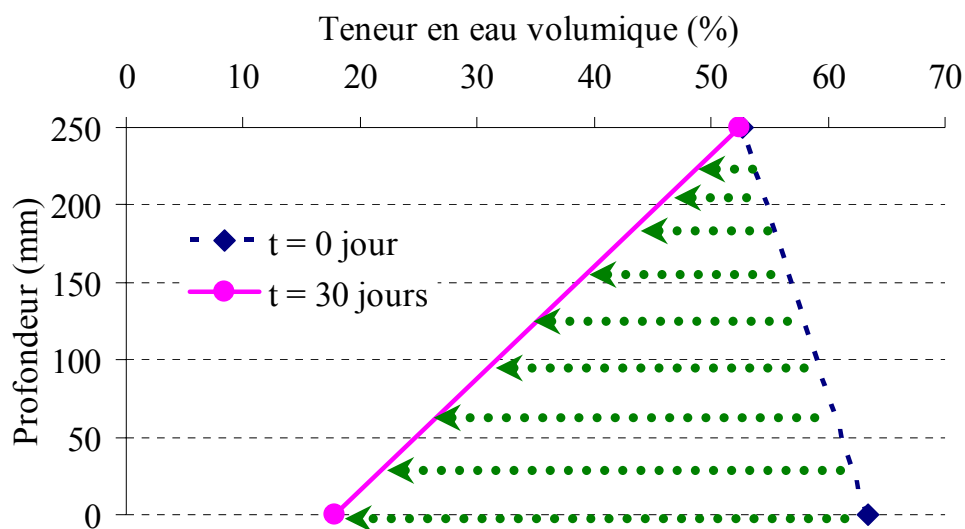


Figure III.28. Variation de la teneur en eau dans la zone proche de la surface

La comparaison présentée sur la Figure III.29 montre :

1. Un ordre de grandeur voisin entre ces deux résultats : 49 mm et 59 mm. La quantité d'eau cumulée estimée à partir des mesures par les capteurs de teneur en eau est légèrement supérieure (10 mm de plus).

2. Une tendance similaire entre les deux courbes après une période initiale : elles sont relativement linéaires avec des pentes voisines.

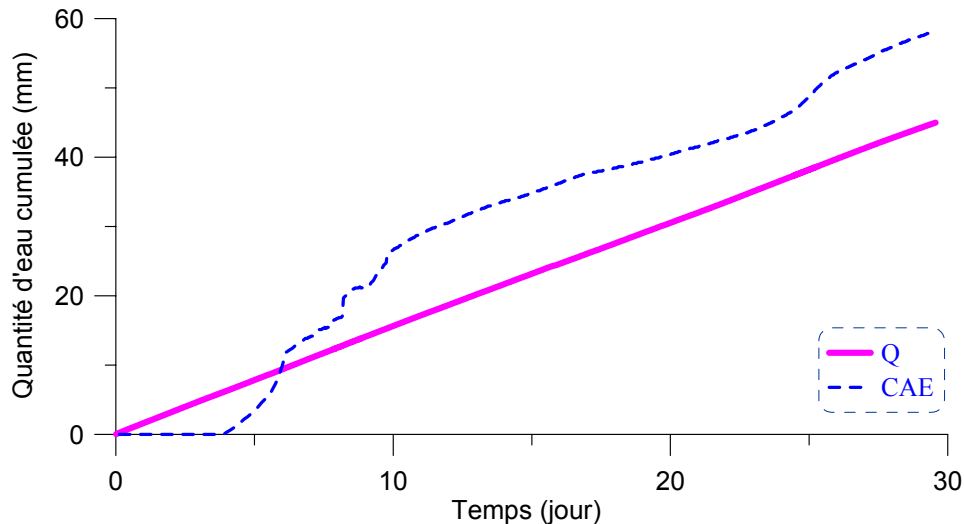


Figure III.29. Comparaison entre  $AE$  cumulé et  $Q$  cumulé

La différence dans cette comparaison peut être due à plusieurs raisons :

1. La teneur en eau en surface est en fait estimée par la teneur en eau à 50 mm. En réalité, elle est plus petite que celle-là.
2. Le profil de teneur en eau est plus compliqué que celui supposé sur la Figure III.28. Pendant la phase de resaturation, on observe effectivement que le profil de teneur en eau n'est pas linéaire (Figure III.3).
3. La variation de la teneur en eau à 50 mm ( $\theta_5$ ) ne résulte pas uniquement de l'évaporation mais aussi d'échanges d'eau avec le sol plus profond ; même à l'interface entre deux parties, séparées à 250 mm de profondeur, la teneur en eau ( $\theta_t$ ) ne change pas.
4. La valeur de la teneur en eau volumique à 50 mm ( $\theta_5$ ) est mesurée par un capteur ThetaProbe au milieu du massif du sol. Or, à cause de l'effet du frottement lors de la phase d'humidification, la surface n'est pas plane ; elle est courbée avec un milieu plus haut. Par conséquent, au début du processus d'évaporation, une partie de la surface du sol au milieu est émergée tandis que le reste est toujours immergé sous l'eau.

Malgré tout cela, on note une variation similaire entre  $AE$  cumulé et  $Q$  cumulé. Ceci valide en quelque sorte les dispositifs expérimentaux dans le sol et dans l'air ainsi que la procédure expérimentale. On rappelle que le calcul de l'évaporation cumulée est déjà validé par les mesures directes dans les deux premiers séchages, 1 et 2.

De plus, on réalise une confrontation entre le taux  $AE$  calculé par le bilan d'eau et le taux  $AE$  calculé par le bilan d'énergie (voir Chapitre I, section I.8) du séchage 1. On rappelle que le rayonnement dans la chambre environnementale est nul. D'autre part, les profils de température du



séchage 1 sur la Figure III.11 indiquent deux flux de chaleur vers la surface du sol tout au long du séchage. Ainsi, le bilan d'énergie devient :

$$L_e = G + H = \lambda_s \times \frac{T_{-50} - T_0}{50 \times 10^{-3}} + \lambda_a \times \frac{T_{50} - T_0}{50 \times 10^{-3}}$$

Les flux de chaleur dans l'air ( $H$ ) et dans le sol ( $G$ ) sont calculés à l'aide des formules [I.7] et [I.18] où les points de mesure de température se situent à 50 mm de hauteur ( $T_{50}$ ), à la surface du sol ( $T_0$ ) et à 50 mm de profondeur ( $T_{-50}$ ). Les distances entre ces points sont recalculées au fur et à mesure du séchage comme l'eau s'évapore à la surface et réduit l'épaisseur de la couche d'eau. La conductivité thermique de l'air est de 0,025 W/m.°K (Tableau I-3) et celle du sol est supposée constante durant le séchage 1 et prend trois valeurs : 1,3 ; 1,8 et 2,3 W/°K.m. Ce choix est dû au fait que le sol demeure saturé durant le séchage 1, sa conductivité thermique est donc maximale et selon les données expérimentales collectées par Tang et al. (2008) pour différentes argiles, la conductivité thermique maximale des sols peut varier de 1,0 à 2,0 W/°K.m.

La comparaison des résultats calculés par deux bilans est présentée sur la Figure III.30. Il manque la mesure de la température à la surface de  $t = 2,9$  à  $t = 4,6$  jours, le bilan d'énergie n'est donc pas établi pour cette période.

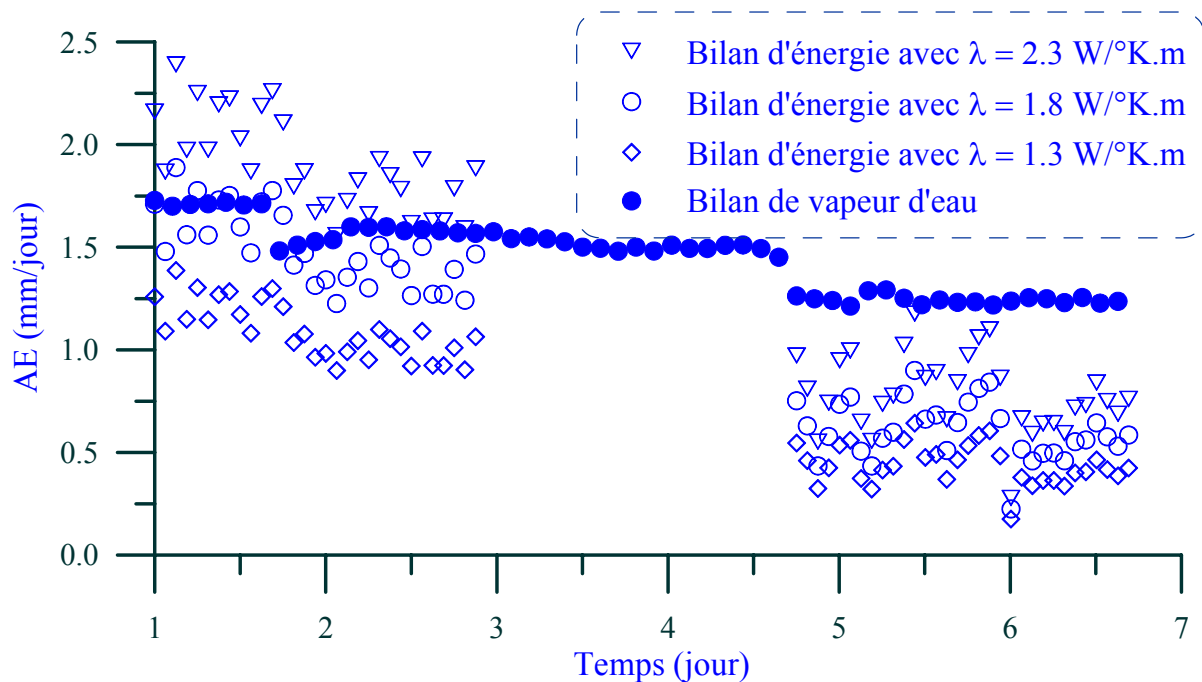


Figure III.30. Comparaison entre AE calculé par le bilan de vapeur d'eau et AE calculé par le bilan d'énergie du séchage 1

On observe sur cette figure que les résultats sont du même ordre de grandeur. En plus, le bilan d'énergie permet de reproduire la diminution du taux d'évaporation quand la vitesse du vent diminue à la fin du séchage 1 comme la capacité du bilan de vapeur d'eau. Ce bon accord entre les deux méthodes de mesure confirme de nouveau la pertinence des dispositifs expérimentaux et des méthodes de calcul du taux d'évaporation.

La même procédure est appliquée pour le séchage 2 et le résultat est présenté sur la Figure III.31. Faute de mesures dans les six premiers jours et un gradient de température inversé dans les deux derniers jours (10 – 12 jours), seuls les calculs de  $t = 6$  à  $t = 10$  jours sont effectués.

On observe sur cette figure un bon accord des résultats de calcul de  $t = 9$  à  $t = 10$  jours. Néanmoins, une observation sur l'ensemble des résultats met en question cet accord. En effet, de  $t = 6$  à  $t = 9$  jours, un grand écart des résultats calculés est constaté sur cette figure. De plus, à partir de  $t = 9$  jours, la température dans la chambre environnementale est augmentée et le résultat calculé par le bilan de vapeur d'eau donne une augmentation du taux d'évaporation or le bilan d'énergie prédit une diminution de ce dernier, ce qui n'est pas logique. Cette diminution du taux d'évaporation calculé par le bilan d'énergie peut être expliquée par le rapprochement de température à 50 mm dans le sol à la température à la surface du sol (Figure III.13). Le bilan d'énergie est donc relativement délicat à être utilisé dans ce contexte de changements de profil de température.

Pour le séchage 3 et séchage 4, comme le sol est séché à la surface du sol, la détermination de la conductivité thermique demande une relation entre cette dernière et la teneur en eau à la surface (et sa mesure). Faute de ces données, le bilan d'énergie n'est donc pas réalisé.

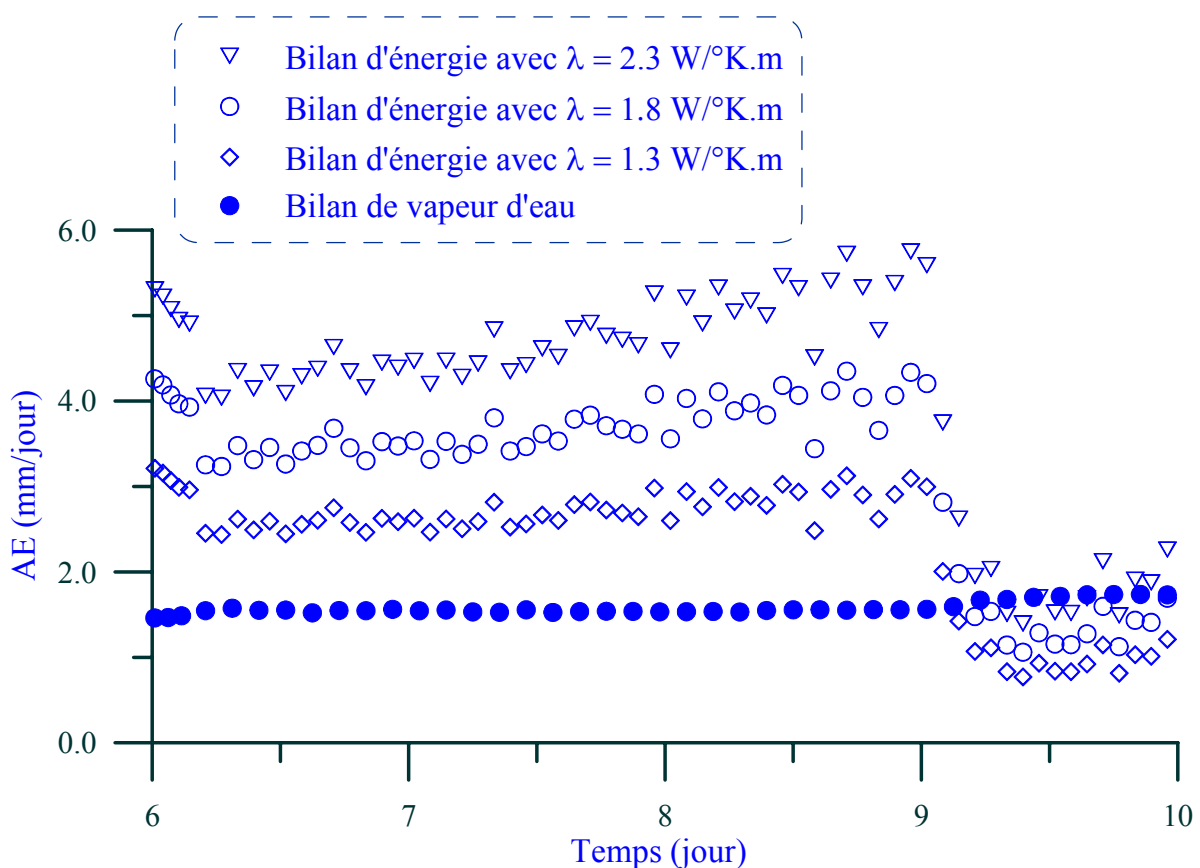


Figure III.31. Comparaison entre AE calculé par le bilan de vapeur d'eau et AE calculé par le bilan d'énergie du séchage 2

### III.3 Conclusions

On a commencé par humidifier le sol mis en place par compactage et on a réalisé ensuite quatre essais de séchages dont deux avec de l'eau à la surface (1 et 2) et deux autres sur une longue durée pour dessécher le sol (3 et 4).

La phase d'humidification a nécessité 338 jours et les conclusions suivantes peuvent être tirées.

- Les suivis de la variation de succion par l'humidité relative à différentes positions permettent de décrire le transfert d'eau dans le sol. Mais ces mesures ne sont valables que dans la gamme de hautes succions ; elles doivent être complétées par les mesures de psychromètre et de tensiomètre pour la gamme de faibles succions. Un temps d'équilibre important est souvent nécessaire pour les tensiomètres à haute capacité.
- Il est préférable d'enterrer les capteurs de mesure de teneur en eau dans le sol, ce qui permet un déplacement libre au cours de l'infiltration d'eau. La bonne concordance entre la succion et la teneur en eau dans la chambre environnementale d'une part confirme la performance de ces capteurs et d'autre part, valide la procédure expérimentale développée avec une dimension importante de la chambre.
- Le gonflement relevé à différents points à la surface du sol montre un effet important du frottement entre le sol et les parois : le gonflement au milieu de la surface est deux fois plus important que celui aux coins.
- La conductivité hydraulique déterminée en fonction de la succion est en bon accord avec les résultats obtenus dans la littérature sur les sols non saturés : la conductivité hydraulique augmente quand la succion diminue. Pour l'argile verte de Romainville, la conductivité hydraulique est proche de  $10^{-14}$  m/s à grande succion (100 MPa) et elle augmente à  $10^{-11}$  m/s à faible succion (1 MPa). La longue durée de la phase d'humidification est liée à cette faible conductivité hydraulique.
- La courbe de rétention d'eau obtenue se confond avec la courbe de rétention obtenue sur l'argile verte de Romainville intacte, ce qui permet de construire une courbe complète pour le sol étudié.

Quatre essais de séchage sont réalisés et les résultats obtenus permettent les conclusions suivantes.

- La chambre environnementale développée est pertinente pour réaliser des séchages en reproduisant différents scénarios de sécheresse. Cette chambre environnementale figure parmi les dispositifs les plus complets développés jusqu'alors pour étudier les échanges à l'interface sol – atmosphère. Elle permet en particulier de contrôler la température, la vitesse d'un vent très sec.
- Le système d'imagerie mis au point permet de détecter les fissures d'ordre de 1 mm, et de fournir des données pour une analyse approfondie sur la fissuration, comme l'étude des effets de fissuration sur l'évaporation.
- Presque tout l'ensemble des capteurs montre une bonne performance, et ce sur presque toutes leurs gammes de mesure. L'exception vient du capteur EC qui n'est pas adapté à un milieu minéral argileux comme l'argile verte de Romainville.

- Le calcul du taux d'évaporation est validé par trois méthodes différentes : bilan de vapeur d'eau, bilan d'énergie et repères sur les parois. Cette validation montre encore une fois la performance des capteurs utilisés et valide la méthode de calcul adoptée. Appuyé par cette validation, on considérera, dans les prochains chapitres, le calcul du taux d'évaporation comme résultat de mesure.
- L'effet des conditions aux limites est non seulement observé à travers le résultat de gonflement mais également par l'évolution du réseau de fissures et par la variation de température dans le sol. En effet, de grandes fissures sont observées aux bords du sol et la température à différentes profondeurs dans le sol présente une variation similaire à la température ambiante.
- Le vent dans la chambre environnementale étant turbulent, il conditionne la fluctuation de la température et de l'humidité dans l'air.
- Le taux d'évaporation produit dans cette étude est comparable à plusieurs résultats dans la littérature et dans la nature. Il est proportionnel à la température et à la vitesse du vent. Son évolution dans le temps quand la durée de l'essai est suffisamment longue peut se diviser en trois parties : une phase avec la valeur maximale suivie d'une phase de diminution rapide et puis d'une dernière phase de stabilisation.
- L'évaporation affecte la teneur en eau dans le sol. On constate des gradients importants de teneur en eau sur la face d'une fissure et dans un bloc de sol.
- L'évaporation consomme l'énergie et refroidit le sol en conséquence. Au début, la plus faible température se situe à la surface et elle descend dans le sol avec le front d'évaporation au cours du séchage.
- La fissuration est caractérisée par le taux de fissures et la largeur pondérée. Comme le taux d'évaporation, l'évolution des fissures se divise également en trois parties. Il est pourtant important de noter que les moments de passages pour les deux ne sont pas les mêmes, même ils sont tous en quelque sorte gouvernés par la succion dans le sol.

Le travail bibliographique du chapitre I montre qu'il vaut mieux utiliser la succion pour décrire physiquement le processus d'évaporation, car la succion représente la capacité de rétention d'eau du sol et la courbe de rétention d'eau joue un rôle important dans l'analyse du phénomène. Dans ce chapitre, on développe d'abord une approche théorique dans laquelle la succion est utilisée comme variable principale pour l'analyse du phénomène d'évaporation et notamment pour l'estimation du taux d'évaporation. Ensuite, on présente des procédures de validation de l'approche ainsi que son application au calcul du taux d'évaporation.

#### ***IV.1 Développement d'une nouvelle approche***

##### ***IV.1.1 Effet de la succion à la surface du sol sur l'évaporation***

On a montré dans le chapitre I que la teneur en eau n'est pas le paramètre approprié pour estimer le taux d'évaporation. En revanche, la succion  $s$  semble être le paramètre pertinent dans la description du phénomène d'évaporation des sols. De plus, l'étude bibliographique montre également une simplification du développement tant que le rapport  $AE/PE$  est utilisé (Chanzy et Bruckler 1993; Wilson et al. 1997). Ainsi, dans notre développement, la corrélation entre le rapport  $AE/PE$  et la succion du sol est étudiée, qui est notée  $AE/PE(s)$ .

Premièrement, la relation  $AE/PE(\theta)$  est révisée à travers les résultats disponibles dans la littérature. Quand la courbe de rétention d'eau est disponible, la teneur en eau est ensuite convertie en succion. Enfin, le taux d'évaporation maximal  $PE$  est calculé s'il n'est pas disponible. Faute de données, seuls les résultats de Chanzy et Bruckler (1993) et de Kondo et al. (1990) sont analysés.

L'analyse est réalisée en deux étapes. La première étape consiste en une conversion des relations  $AE/PE(\theta)$  en  $AE/PE(s)$  et en une comparaison entre ces deux relations.

Les travaux de Chanzy et Bruckler (1993) sont considérés à cette fin et les résultats sont présentés sur les Figure IV.1(a,b,c,d). Il s'agit en abscisses de la teneur en eau volumique moyenne et de la succion moyenne d'une couche de sol de 30 mm pour la Figure IV.1(a) et la Figure IV.1(b) respectivement. De même, la Figure IV.1(c) et la Figure IV.1(d) présentent les variations de  $AE/PE$  en fonction de la teneur en eau volumique et de la succion respectivement, pour une couche plus petite de 10 mm. Dans cette étude, trois sols différents sont étudiés : un terreau, une argile et un terreau argileux limoneux.

Premièrement, on y observe, quelque soit la profondeur moyenne considérée, un grand écart entre les corrélations des rapports  $AE/PE(\theta)$  (Figure IV.1(a) et Figure IV.1(c)). En revanche, avec la succion, les courbes se rapprochent, voire se superposent (Figure IV.1(b) et Figure IV.1(d)). Et le rapprochement de ces courbes correspondant aux trois matériaux différents montre que  $AE/PE(s)$  pourrait être indépendant du type de sol, ce qui n'est pas le cas pour  $AE/PE(\theta)$ .

Deuxièmement, si l'on compare les courbes utilisant la succion, c'est-à-dire les rapports  $AE/PE(s)$ , entre les deux cas : succion moyennée sur 30 mm de sol (Figure IV.1(b)) et succion moyennée sur 10 mm de sol (Figure IV.1(d)), il semblerait que les courbes se rapprochent davantage quand la succion est moyennée sur une épaisseur plus petite, de 10 mm.

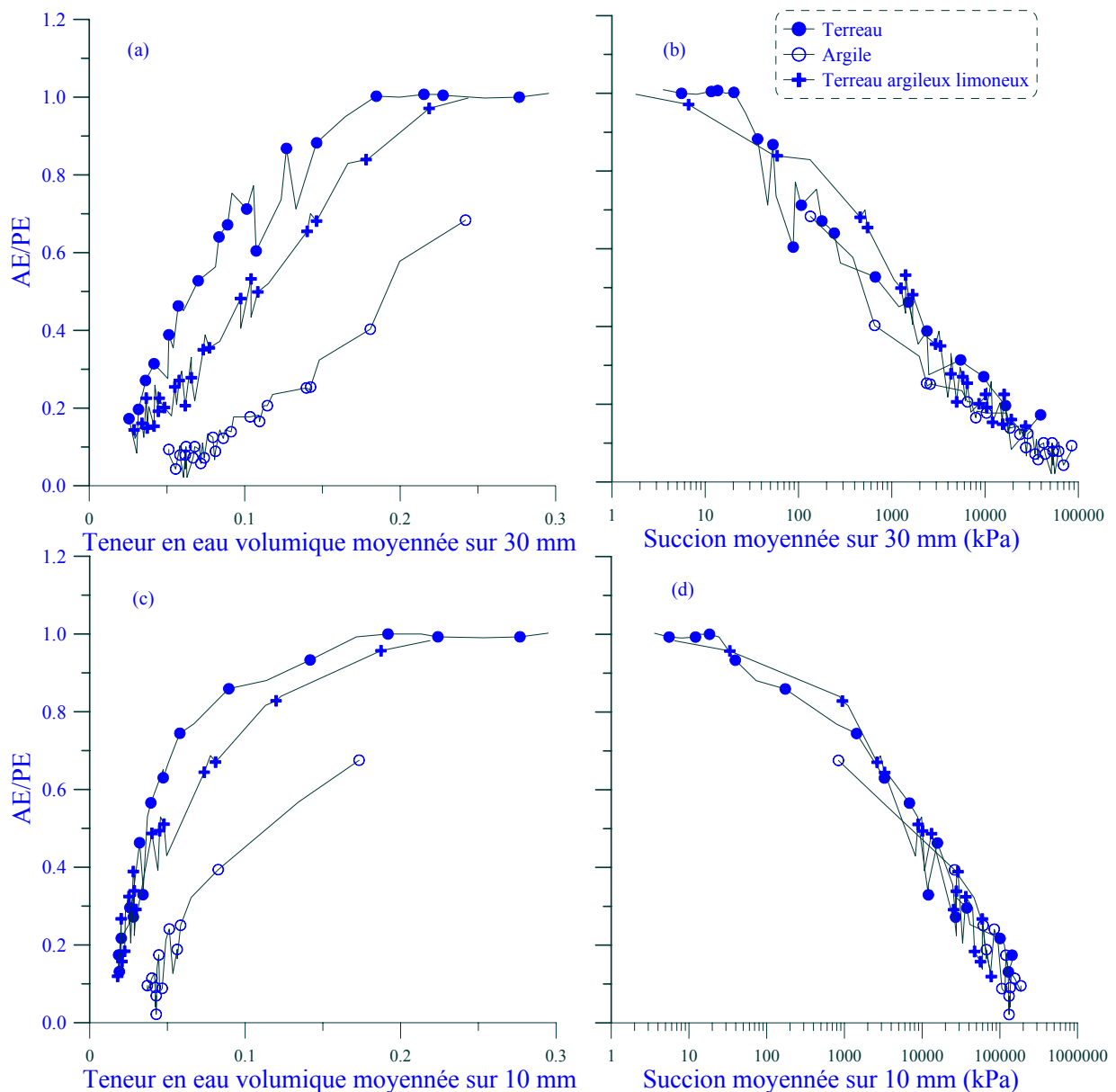


Figure IV.1.  $AE/PE$  en fonction de la teneur en eau volumique moyennée sur une couche de 30 mm (a), de 10 mm (c), et en fonction de la succion moyennée sur une couche de 30 mm (b), de 10 mm (d) (à partir des données de Chanzy et Bruckler 1993)

La deuxième phase de cette analyse des résultats de la littérature est de vérifier la forme de ces courbes  $AE/PE(s)$  tant que la succion est mesurée à la surface du sol. Les données de Kondo et al. (1990) sont utilisées à cette fin. Les courbes  $AE/PE(s)$  avec  $s$  à 20 mm de profondeur et  $s$  à la surface sont présentées sur la Figure IV.2.

La Figure IV.2 montre une tendance nette d'un déplacement ascendant des courbes  $AE/PE(s)$  quand la position de mesure de succion s'approche de la surface. En effet, les courbes moyennées sur 20 mm sont largement en dessous des courbes avec la succion mesurée à la surface. De plus, on observe à nouveau que les courbes se superposent quand la succion est relevée à la surface.

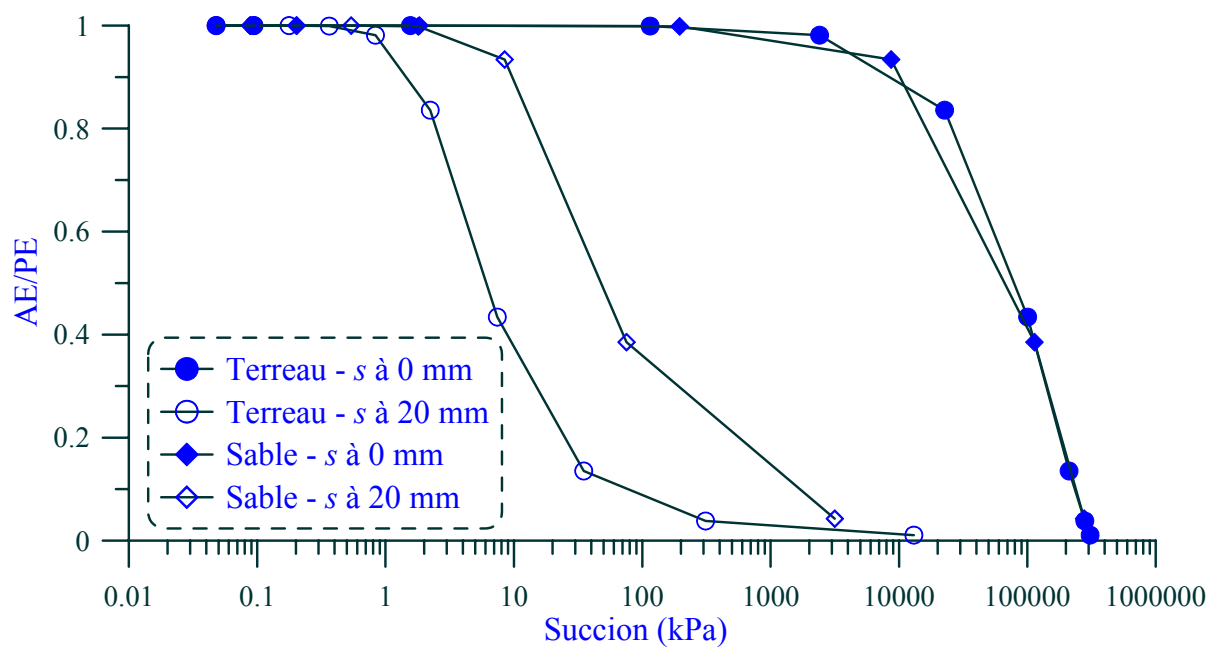


Figure IV.2.  $AE/PE$  en fonction de la succion moyennée sur une couche de 20 mm proche de la surface et de la succion à la surface (à partir des données de Kondo et al. 1990)

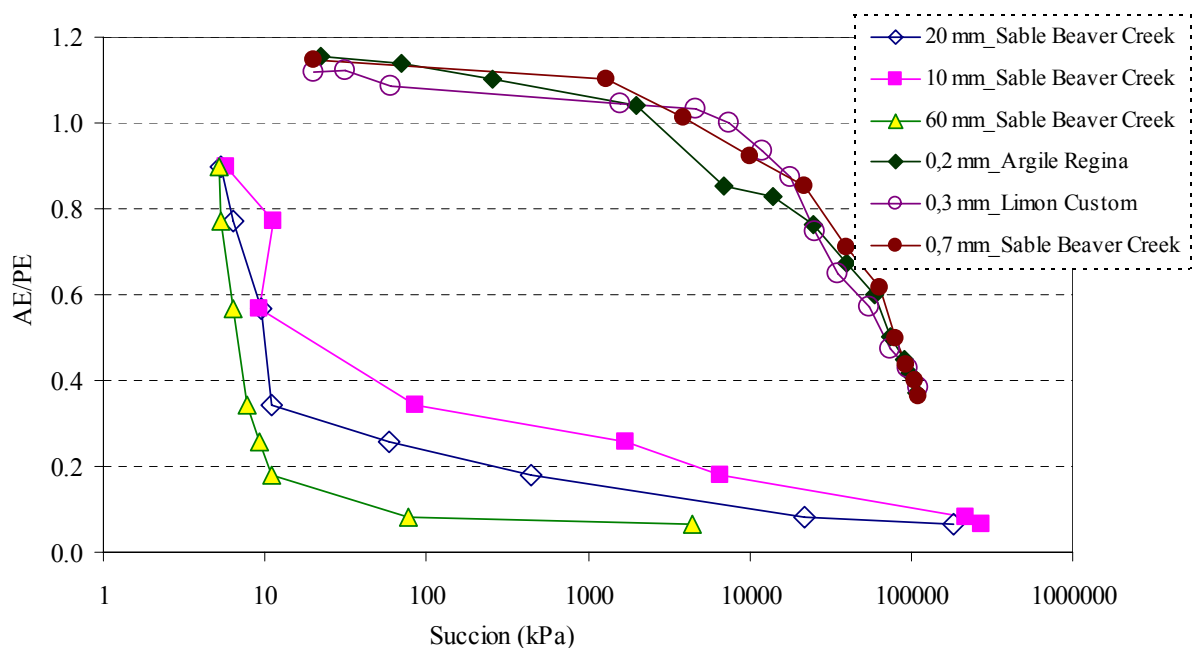


Figure IV.3.  $AE/PE$  en fonction de la succion d'une couche mince proche de la surface (à partir des données de Wilson et al. 1994; Wilson et al. 1997)

Afin de vérifier cette observation, les résultats de Wilson et al. (1994) sont analysés, ensemble avec les résultats de Wilson et al. (1997). Cette analyse est présentée sur la Figure IV.3. On observe que plus la couche de sol où la succion est considérée est mince, plus la position de la courbe correspondante est élevée. Autrement dit, à la même valeur de succion, plus le point de mesure de

succion est proche de la surface, plus le rapport  $AE/PE(s)$  est grand. De plus, cette figure indique une superposition nette des courbes de très faibles épaisseurs : 0,2 ; 0,3 ; 0,7 mm ; ceci pour trois sols différents : l'argile Regina, le limon Custom et le sable Beaver Creek, respectivement.

Enfin, toutes les courbes  $AE/PE(s)$  avec la succion mesurée à la surface ou proche de la surface (profondeur inférieure à 0,7 mm) sont placées ensemble sur la Figure IV.4. On note qu'il y a 5 sols différents : un terreau et un sable de Kondo et al. (1990) ; une argile, un limon, un sable de Wilson et al. (1997).

On constate une superposition nette de ces courbes sur une large gamme de succion (de 1000 à plus de 100 000 kPa). De plus, on observe quelques points dans les résultats de Wilson et al. (1997) avec le rapport  $AE/PE$  qui dépasse 1. Cela peut être expliqué par le fait que dans les essais de Wilson et al. (1997), le taux d'évaporation potentiel  $PE$  est mesuré sur un bac d'eau à côté du bac de sol et qui n'est pas calculé avec la méthode de résistances adoptée par Kondo et al. (1990).

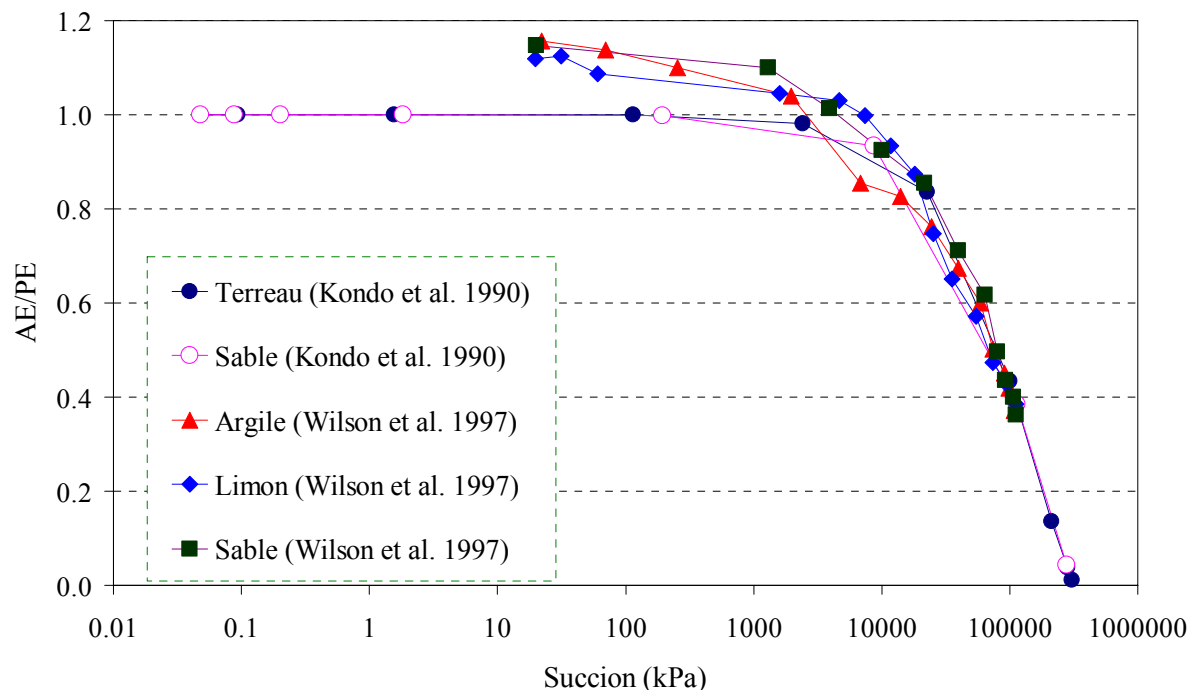


Figure IV.4.  $AE/PE(s)$  avec  $s$  mesurée en surface (à partir des données de Kondo et al. 1990; Wilson et al. 1997)

En conclusion, ces résultats confirment que :

- L'utilisation de la succion permet de s'affranchir de l'influence du type de sol dans l'estimation du rapport  $AE/PE$ . Ce n'est pas le cas avec l'utilisation de la teneur en eau.
- Les courbes  $AE/PE(s)$  montent quand l'épaisseur de la couche où la succion est mesurée diminue, c'est-à-dire ; à la même valeur de succion, plus le point de mesure est proche de la surface, plus le rapport  $AE/PE(s)$  est grand. Ces courbes se confondent quand les points de mesure sont très proches de la surface du sol.



#### IV.1.2 Démonstration théorique de la relation $AE/PE(s)$

Comme l'indique le chapitre I, la formule de Dalton (1802) fait l'objet d'un grand nombre d'études pour estimer le taux d'évaporation. Dans notre étude, cette formule est également développée pour aboutir à la relation  $AE/PE(s)$ . Cette formule décrit le taux d'évaporation en fonction du vent ( $f(u)$ ) et de la pression de vapeur d'eau dans l'air proche de la surface du sol ( $P_{va}$ ) et de la pression de vapeur d'eau à la surface du sol ( $P_{vs}$ ) [IV.1].

$$AE = f(u)(P_{vs} - P_{va}) \quad [IV.1]$$

La forme de  $PE$  est similaire, avec l'utilisation de la pression de vapeur d'eau saturante à la surface ( $P_{vs}^s$ ) à la place de la pression de valeur d'eau partielle. Ainsi, le rapport  $AE/PE$  peut être écrit comme :

$$\frac{AE}{PE} = \frac{f_1(u)(P_{vs} - P_{va})}{f_2(u)(P_{vs}^s - P_{va})} = \frac{f_1(u)(P_{vs}/P_{vs}^s - P_{va}/P_{vs}^s)}{f_2(u)(1 - P_{va}/P_{vs}^s)} = \frac{f_1(u)(P_{vs}/P_{vs}^s - P_{va}/P_{va}^s \times P_{va}^s/P_{vs}^s)}{f_2(u)(1 - P_{va}/P_{va}^s \times P_{va}^s/P_{vs}^s)}$$

Où  $P_{va}^s$  est la pression de vapeur d'eau saturante dans l'air.

Par définition de l'humidité relative, on a :

$$h_s = P_{vs}/P_{vs}^s \quad \& \quad h_a = P_{va}/P_{va}^s$$

Et finalement

$$\frac{AE}{PE} = \frac{f_1(u)(h_s - h_a \times g(Ta)/g(Ts))}{f_2(u)(1 - h_a \times g(Ta)/g(Ts))} \quad [IV.2]$$

Où la pression de la vapeur d'eau saturante  $P_v^s$  dépend de la température  $T$  et elle est calculée selon cette fonction :

$$g(T) = -6096,938 \times T^{-1} + 21,240 - 2,711 \times 10^{-2} \times T + 1,673 \times 10^{-5} \times T^2 + 2,433 \times \ln(T) \quad [IV.3]$$

L'utilisation de la fonction  $g(T)$  a pour but de faciliter la présentation des formules développées dans cette étude.

Si l'on suppose que l'effet du vent dans les deux cas, évaporation potentielle ( $PE$ ) et évaporation réelle ( $AE$ ), est identique, on a

$$f_1(u) = f_2(u)$$

Si le point de mesure de température de l'air ( $T_a$ ) est proche de la surface, cette valeur  $T_a$  devrait être théoriquement proche de celle mesurée à la surface  $T_s$ . Les pressions de vapeur d'eau saturante mesurées à partir de ces deux températures sont donc également proches.

Ainsi,  $g(Ta) = g(Ts)$

Le rapport  $AE/PE$  peut être donc simplifié comme suit :

$$\frac{AE}{PE} = \frac{h_s - h_a}{1 - h_a} \quad [IV.4]$$

On note que l'humidité relative  $h_s$  est fonction de la succion du sol par l'équation de Kelvin :

$$s = \frac{RT_s}{gM} \ln h_s \quad [IV.5]$$

On a donc :

$$\frac{AE}{PE} = \frac{\exp\left(\frac{gM}{RT_s} s\right) - h_a}{1 - h_a} \quad [IV.6]$$

La formule [IV.6] est utilisée pour calculer le rapport  $AE/PE$  avec la succion  $s$  variant de 0,1 à 200 000 kPa. Dans ces calculs, on suppose que la température  $T_s = 20^\circ\text{C}$  et on considère trois valeurs d'humidité relative de l'air : 10, 40 et 70%. On note que l'humidité relative de l'air dans le travail de Wilson et al. (1997) varie de 30 à 70% et celle dans le travail de Kondo et al. (1990) n'est pas communiquée. Ces résultats sont confrontés aux résultats expérimentaux (Figure IV.5).

Sur cette figure, on observe un bon accord entre les résultats de calcul et ceux expérimentaux. Ce bon accord confirme que la succion est un bon paramètre dans l'estimation du rapport  $AE/PE$ . Puisque la succion peut être convertie facilement en humidité relative, cette dernière peut être également utilisée dans le calcul du rapport  $AE/PE$  [IV.4].

En fait, parmi les trois facteurs nécessaires pour l'évaporation, on note l'importance du gradient de l'humidité relative entre le sol et l'air proche de la surface, c'est-à-dire la différence entre  $h_a$  et  $h_s$ . Cela explique la présence de ces termes dans la formule [IV.4]. Dans le cas de l'évaporation potentielle, avec la présence de l'eau libre en surface, la valeur de l'humidité relative à la surface d'eau est égale à 1, ce qui explique le terme  $1 - h_a$  au dénominateur de cette formule. On note également que l'évaporation cesse quand  $h_s$  égale  $h_a$ .

De plus, considérer le taux d'évaporation avec son taux potentiel correspondant est une approche rationnelle. Car d'abord cela permet de simplifier l'effet du vent et de la température dans les calculs. De plus, comparer un taux réel au taux maximal permet de déterminer plus facilement dans quelle phase se situe le processus d'évaporation.

Dans les deux prochaines sections, on va étudier la pertinence des hypothèses de simplification lors du développement de la corrélation  $AE/PE(s)$ .

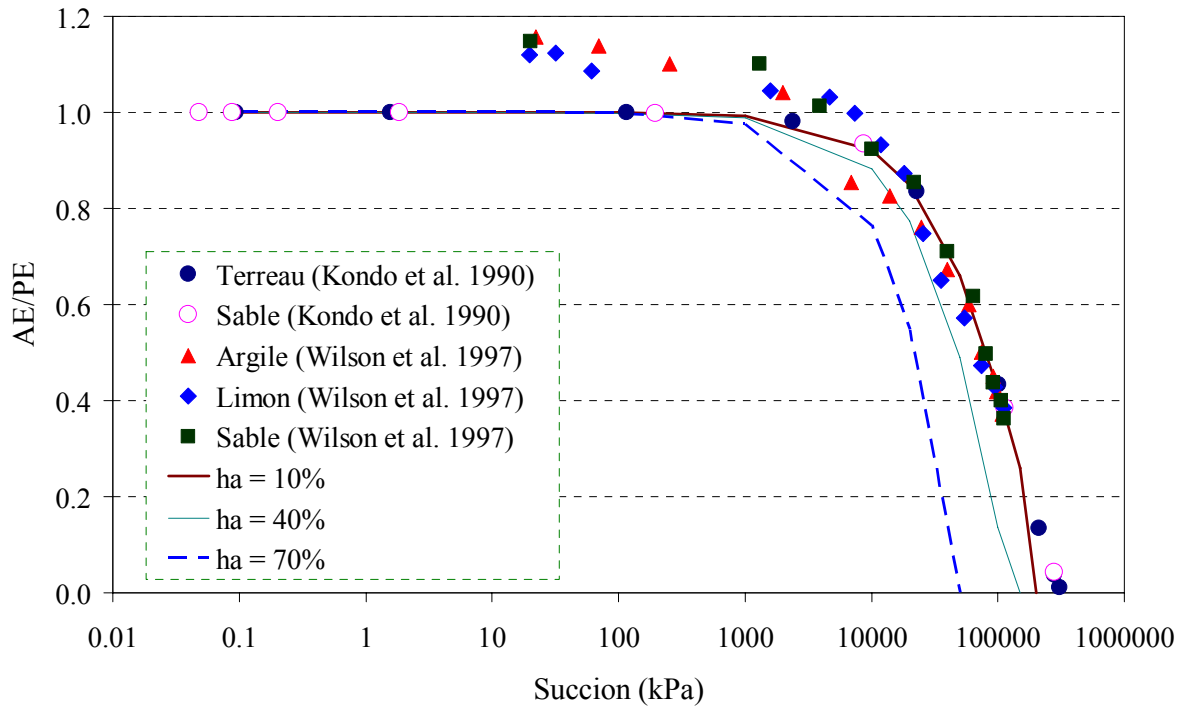


Figure IV.5. Confrontation des résultats de calcul aux données expérimentales

#### IV.1.3 Considération du profil de température dans l'évaporation

La formule [IV.4] est obtenue grâce à deux hypothèses concernant la température. La première est le faible gradient de température ; la deuxième suppose que les points de mesure de température soient proches de la surface. Ainsi, la formule [IV.4] est devenue comme ce qui suit.

$$\frac{AE}{PE} \approx \frac{h_r - h_a \times g(Ta) / g(Ts)}{1 - h_a \times g(Ta) / g(Ts)} \approx \frac{h_r - h_a}{1 - h_a}$$

Afin de vérifier ces hypothèses, le profil de température dans une journée donné par Blight (1997) est choisi. Les profils journaliers de température et d'humidité relative obtenus par Blight (1997) sont présentés sur la Figure IV.6. On y constate bien que ces gradients de température et d'humidité relative varient considérablement tout au long de la journée, en particulier, au dessus de 500 mm de la surface et dans la zone non saturée peu profonde (de 100 mm). Cette observation montre qu'il est nécessaire de prendre des précautions dans la simulation numérique des profils de température et d'humidité relative dans la zone proche de la surface.

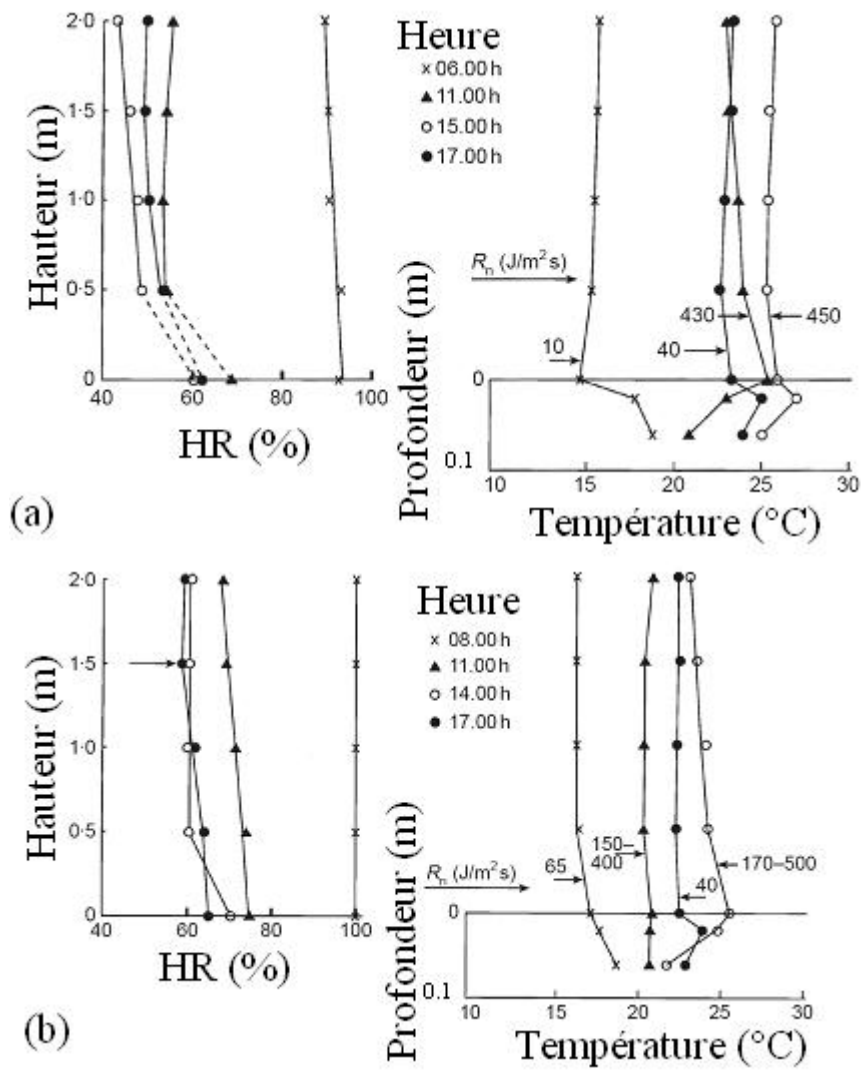


Figure IV.6. Profils de température et d'humidité relative dans une zone proche de la surface (couverte d'herbes et sans limite d'eau) ; a) dans une journée sèche et ensoleillée et b) dans une journée ensoleillée et humide (Blight 1997)

La pression de la vapeur d'eau saturante est calculée comme suit (Brutsaert 1988) :

$$P_v^s = g(T) = 101,325 \times \exp(13,3185 \times t_R - 1,9760 \times t_R^2 - 0,6445 \times t_R^3 - 0,1299 \times t_R^4)$$

Où :  $t_R = 1 - (373,15/T)$ ,  $T$  est en K

D'abord, on définit  $x = g(T_a)/g(T_s)$  et  $y = \frac{AE}{PE}$ . La fonction  $y = \frac{h_r - h_a x}{1 - h_a x}$  est analysée.

Quatre jeux de température ( $T_a$  dans l'air à 50 cm de la surface du sol ;  $T_s$  à la surface) sont utilisés : (15,0 ; 15,7) ; (22,8 ; 23,4) ; (24,0 ; 25,4) ; (25,5 ; 26,1). On observe que l'écart de température varie entre 0,5 et 1,3 °C. Ceci conduit à une variation de  $x$  (le rapport  $g(T_a)/g(T_s)$ ) entre 0,92 et 1,04. On considère maintenant deux jeux de valeurs d'humidité relative et on calcule

le rapport de  $y$  entre deux cas : le cas de l'hypothèse ( $x = 1$ , c'est-à-dire  $T_a = T_s$ ) et le cas des données expérimentales :

$$h_a = 0,5 ; h_r = 0,9 ; y(x)/y(1) = 0,98 - 1,14 \text{ avec } x = 0,92 - 1,04.$$

$$h_a = 0,5 ; h_r = 0,65 ; y(x)/y(1) = 0,89 - 1,31 \text{ avec } x = 0,92 - 1,04.$$

Ces résultats montrent qu'on risque d'avoir une erreur sur l'estimation du taux d'évaporation jusqu'à 30% si la petite différence de température n'est pas prise en compte.

De plus, on note que, dans cette analyse, la température  $T_a$  est inférieure à  $T_s$ . Or, ce n'est pas toujours le cas. On a observé durant les quatre séchages de cette étude, la valeur  $T_s$  est plus petite que la valeur  $T_a$  et elles peuvent avoir une différence de 5 °C. Pour vérifier l'impact de cette condition, une analyse est réalisée en gardant la température  $T_s$  à 17°C et en augmentant la température  $T_a$  de 17 à 22°C, ce qui correspond à une différence de température de 0 à 5°C. Dans cette analyse, l'humidité  $h_a$  est gardée constante à 0,5 et l'humidité  $h_s$  est augmentée de 0,6 à 1,0. La relation obtenue entre  $y$  et  $h_s$  est présentée sur la Figure IV.7.

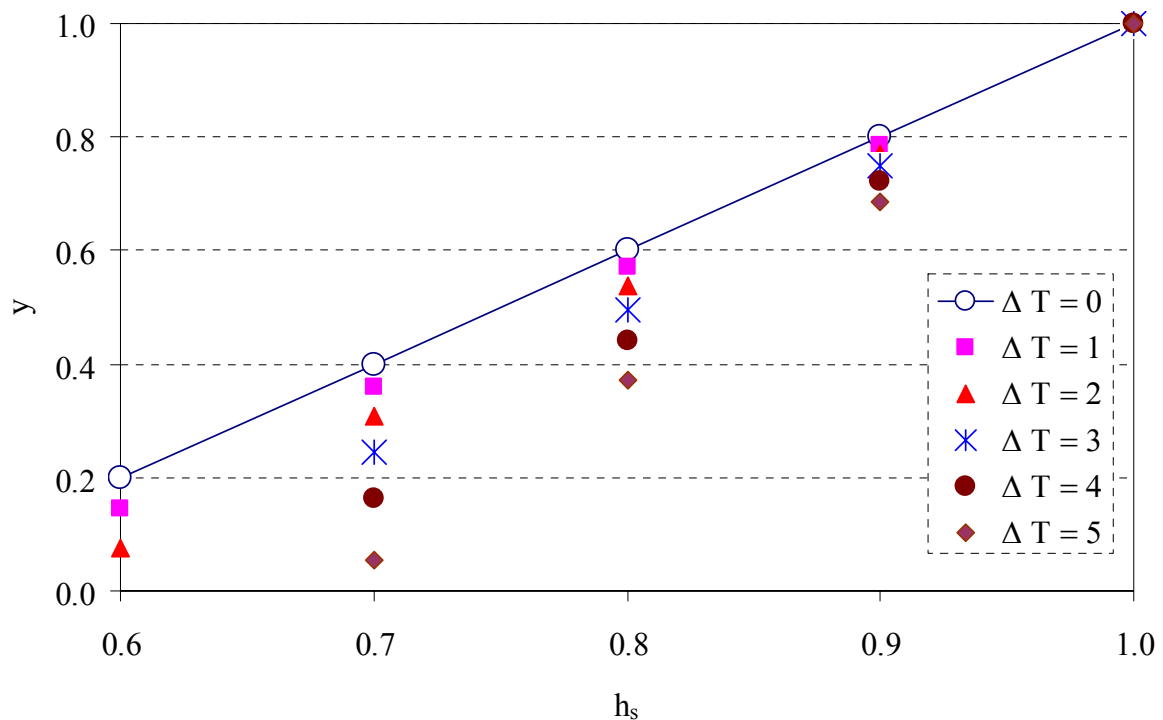


Figure IV.7.  $y$  en fonction de  $h_s$  en faisant varier la différence de température

Sur cette figure, on constate que l'augmentation de la différence de température diminue le rapport  $AE/PE$  ( $y$ ). En effet, la diminution est d'autant plus importante que la différence est grande. En outre, cette diminution est inversement proportionnelle à  $h_s$ . En effet, quand le gradient d'humidité relative est faible ( $h_s = 0,7$ ), la différence de  $y$  entre  $\Delta T = 0$  °C et  $\Delta T = 4$  °C peut dépasser 100%.

Il semble que l'effet de la température soit plus prononcé quand le gradient d'humidité  $h_s$  est faible, et réciproquement.

A travers cette analyse, on conclut

1. qu'il est nécessaire de tenir compte du profil de température dans la formule [IV.4] quand l'humidité relative est relevée à une hauteur importante,
2. et que les valeurs de  $h_a$  et de  $T_a$  doivent être relevées proches de la surface pour une petite différence de température.

#### IV.1.4 Influence du vent sur le taux d'évaporation

La deuxième grande hypothèse pour aboutir à la formule [IV.4] concerne l'effet identique de la vitesse du vent sur  $AE$  et  $PE$ . Autrement dit, on suppose que le vent présente le même effet sur une surface de sol non saturé que sur une surface couverte d'eau :

$$f_1(u) = f_2(u)$$

Il est important de rappeler que le vent est le facteur essentiel dans le processus d'évaporation et il joue donc un rôle prépondérant dans la détermination du taux d'évaporation. On note que cet effet du vent est fortement conditionné par l'état de la surface du sol caractérisé principalement par la rugosité de la surface. En effet, l'étude dans le chapitre I indique un rôle important de l'état de la surface sur le profil de la vitesse du vent, donc sur l'évaporation. Cette notion de rugosité de la surface est complexe puisque qu'elle dépend fortement du type de sol et de son état hydrique. De plus, avec l'évaporation, la surface du sol présente une métamorphose plus ou moins importante en fonction de la durée et de l'intensité de l'évaporation, ce qui engendre plus de variations de la rugosité de la surface du sol.

En conclusion, l'hypothèse d'un même effet du vent sur  $AE$  et  $PE$  tout au long de l'évaporation mérite une précaution particulière.

Certaines formules existent avec la prise en compte de l'effet du vent. Ces formules considèrent l'état de surface via la rugosité de surface. En comparant la formule de Dalton avec une formule dans le groupe de méthodes des résistances, on obtient :

$$f(u) = 1/R_a$$

La résistance  $R_a$  est ainsi inversement proportionnelle au taux d'évaporation. Différentes expressions existent pour  $R_a$  et une des plus simples est donnée par Choudhury et Monteith (1988) :

$$R_a = \frac{1}{K^2 u_a} \left[ \ln \frac{z_a}{z_o} \right]^2 = \frac{1}{K^2 u_a} \left[ \ln \frac{z_a - d}{z_o} \right]^2$$

On considère deux valeurs de  $z_o$  qui sont souvent prises par la plupart des chercheurs pour une surface de sol non saturée :  $10^{-2}$  et  $10^{-3}$  (m), et une troisième valeur de  $z_o$  pour une surface d'eau libre :  $10^{-4}$  (tableau 1, chapitre I). On suppose dans l'analyse qu'on a la même vitesse du vent à la même hauteur  $z_a = 2$  m.

Par un calcul simple, on obtient :  $\frac{R_a(z_0 = 10^{-2})}{R_a(z_0 = 10^{-4})} = 0,29$  et  $\frac{R_a(z_0 = 10^{-3})}{R_a(z_0 = 10^{-4})} = 0,59$

Comme la résistance  $R_a$  est en relation directe avec le taux d'évaporation, ces rapports correspondent aussi aux rapports des taux d'évaporation entre les deux cas suivants : prise en compte de l'effet de la vitesse du vent et non prise en compte de cet effet. On note d'abord que ce rapport est loin de 1, ce qui signifie donc un risque d'erreur importante dans l'estimation du taux d'évaporation quand le même effet du vent est considéré pour  $AE$  et  $PE$ . Néanmoins, cette analyse est basée sur une formule de calcul et non sur des données expérimentales. Il serait ainsi intéressant de la vérifier expérimentalement.

## **IV.2 Proposition des procédures de calcul et de validation**

### *IV.2.1 Développement d'une formule de calcul du taux d'évaporation potentiel*

L'estimation du taux d'évaporation réel nécessite la connaissance du taux d'évaporation potentiel [IV.6]. Certes, comme l'indique le chapitre I, un grand nombre de formules de calcul du taux d'évaporation potentiel existe dans la littérature mais aucune n'est universelle et un calage spécifique est en général nécessaire.

Le jeu complet des paramètres déterminés avec les données expérimentales de la chambre environnementale va permettre dans un premier temps de caler les paramètres des formules existantes et ensuite de vérifier la pertinence de ces formules. Dans un deuxième temps, ces données expérimentales seront utilisées pour développer de nouvelles formules prenant en compte un plus grand nombre de paramètres.

### *IV.2.2 Validation de la formule [IV.6] avec des données expérimentales en tenant compte de la température et de la fissuration*

La validation consiste en la comparaison entre  $AE$  mesurée par le bilan de vapeur d'eau (III.2.1) et  $AE$  calculé par la formule [IV.6]. On note que le calcul de  $AE$  nécessite des données de température et de succion à la surface du sol. La température à la surface du sol est mesurée directement par le thermomètre à infrarouge, tandis que la succion à la surface du sol sera estimée à partir des profils de succion dans le sol ou en considérant la similitude entre le séchage 3 et le séchage 4.

La fissuration sera également considérée dans le calcul de  $AE$  en introduisant dans la formule le taux de fissures et la largeur pondérée.

### *IV.2.3 Proposition d'un algorithme généralisé de calcul numérique pour calculer le taux d'évaporation*

Une des finalités de ce travail est de développer un modèle de calcul permettant d'estimer le taux d'évaporation et en même temps décrire l'évolution de l'état thermique et hydraulique du sol. Dans un premier temps, seul l'aspect hydraulique est considéré. Cela est rendu possible par le développement et la validation précédents. La Figure IV.8 schématise l'algorithme proposé.

Les données d'entrée sont : l'état réel de l'air (l'humidité relative et la vitesse du vent (1)) et l'état initial du sol (profil hydrique du sol comme celui de succion (3)). Ensuite, le taux  $PE$  est calculé

par une formule type Penman (2) où l'humidité relative et la vitesse du vent sont utilisées. La formule [IV.6] est utilisée pour calculer le taux d'évaporation réel  $AE$  (4).

Par la suite, ce taux  $AE$  est utilisé comme un flux d'eau imposé à la surface du sol dans un modèle hydrique simple (5) afin de déterminer de nouveau la valeur de succion à la surface du sol (6).

Les résultats sortant sont le taux  $AE$  et l'évaporation cumulée  $CAE$  (8) ainsi que l'état hydrique du sol (7).

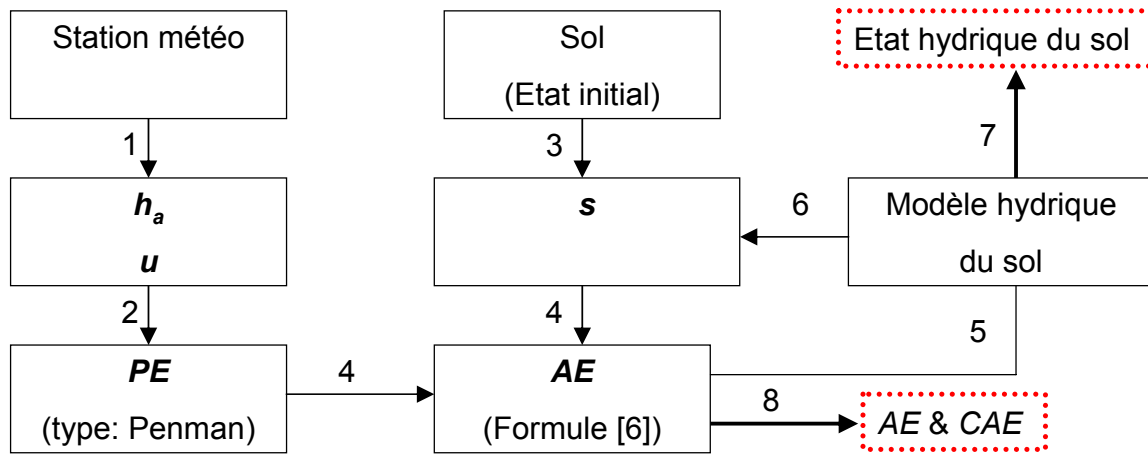


Figure IV.8. Algorithme de calcul

Il est important de noter que les paramètres de l'air sont des paramètres permanents tandis que le paramètre du sol n'est que nécessaire pour le premier cycle de calcul. En effet, le nouvel état hydrique du sol est déterminé par le modèle lui-même.

La section IV.1.3 a mis en évidence l'effet de la température dans le calcul du taux d'évaporation. De plus, au cours d'évaporation, ce profil de température peut connaître de changements notables. Ainsi, dans cette deuxième étape, l'effet de température est considéré, tandis que celui du vent est ignoré :

$$\frac{AE}{PE} = \frac{h_r - h_a \times g(T_a) / g(T_s)}{1 - h_a \times g(T_a) / g(T_s)} \quad [IV.7]$$

L'utilisation de la formule [IV.7] nécessite deux nouveaux paramètres : la température de l'air,  $T_a$  et la température à la surface du sol,  $T_s$ . En principe, la température  $T_a$  est fournie par les stations météorologiques. En revanche, la température  $T_s$  est un paramètre difficile à déterminer et par conséquent elle n'est pas toujours disponible. La détermination de cette grandeur nécessite donc un modèle de transfert couplé avec le transfert thermique où les paramètres de transfert de chaleur et d'eau sont introduits (voir par exemple Cui et al. 2005).

Deux modifications sont faites dans l'algorithme initial. D'abord, au niveau des données d'entrée, les températures  $T_a$  et  $T_s$  sont ajoutées. Puis, au niveau du calcul, la formule [IV.6] est remplacée par la formule [IV.7] et un modèle de comportement couplé thermo-hydraulique est indiqué (Figure IV.9).



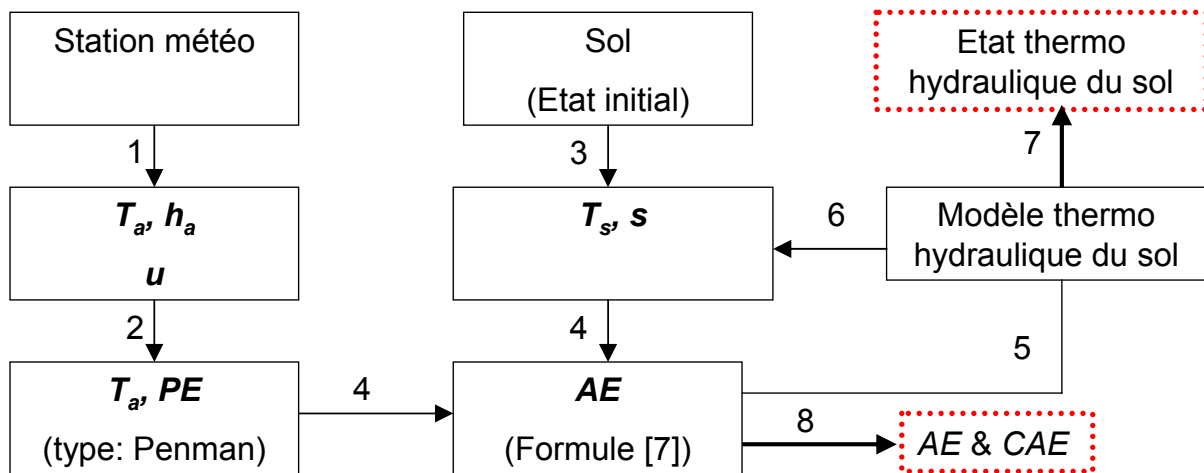


Figure IV.9. Algorithme de calcul modifié

### IV.3 Conclusions

Ce chapitre met en évidence par des développements à la fois théoriques et expérimentaux le rôle important de la succion dans la description du processus d'évaporation : la succion s'avère être le paramètre plus pertinent que la teneur en eau volumique qui est utilisée dans la plupart de travaux trouvés dans la littérature. En effet, notre étude montre que l'utilisation de la succion dans le rapport  $AE/PE$  permet de s'affranchir du type de sol étudié et rend possible l'élaboration d'une formule avec un champ de validité plus large. De plus, quand la succion est relevée à la surface du sol, le rapport  $AE/PE$  est en relation exponentielle avec la succion.

Une étude théorique sur le rôle des autres paramètres comme la température, la vitesse du vent dans la relation  $AE/PE(s)$  montre que :

1. la prise en compte de la température est nécessaire quand le gradient de température est important ou quand le point de mesure dans l'air se trouve loin de la surface du sol ;
2. l'effet du vent diffère entre le cas de  $AE$  et le cas de  $PE$  via la rugosité de surface,  $z_0$ . L'ignorance de ce paramètre pourrait conduire à une erreur importante. Malheureusement, l'étude sur la rugosité de surface paraît complexe et elle est loin d'être aboutie. La pratique courante consiste à choisir une valeur de  $z_0$  de façon empirique et parfois arbitraire (chapitre I). Ainsi, pour une raison de simplicité dans cette étude, l'effet du vent dans les deux cas,  $AE$  et  $PE$ , est considéré être similaire.

En ce qui concerne la finalité du travail, deux validations nécessaires sont développées et elles valideront simultanément les développements théoriques et expérimentaux. De plus, un algorithme de calcul est également proposé permettant de prévoir numériquement le taux d'évaporation d'un sol ayant un état hydrique donné en utilisant seulement des données météorologiques.

## Chapitre V Développement d'une formule de calcul du taux d'évaporation potentiel

Ce chapitre V a pour objectif le développement d'une formule de calcul du taux d'évaporation potentiel  $PE$ . Selon le développement théorique dans le chapitre IV, la connaissance du taux d'évaporation potentiel  $PE$  est essentielle pour la détermination du taux d'évaporation réel  $AE$ .

Dans ce chapitre, plusieurs formules de la littérature sont d'abord utilisées. Les résultats de calcul sont ensuite comparés avec le résultat expérimental afin de vérifier la pertinence de ces formules. A la lumière des résultats de comparaison, des modifications et des développements sont ensuite proposés.

On rappelle que deux séries de données expérimentales sont disponibles pour valider ce développement : données du séchage 2 avec quatre températures différentes et données du séchage 1 avec trois vitesses de vent différentes. Ainsi, le résultat de calcul est présenté en deux fois : 1) la comparaison des résultats de calcul avec les résultats de mesure dans la série où les données sont utilisées pour le calage des paramètres et puis 2) le même type de confrontation des résultats mais dans l'autre série. Pour le séchage 2, seuls les résultats expérimentaux obtenus pendant les huit derniers jours où la stabilisation est atteinte sont utilisés.

### V.1 Utilisation de quelques formules de la littérature

Le Tableau V-1 récapitule les formules utilisées : deux formules de Penman (1948), une formule de Rohwer (1931) et une formule de Romanenko (1961). Ces formules sont sélectionnées à partir des formules présentées dans le chapitre I. Le choix de ces formules est basé sur le fait qu'ils puissent calculer le taux d'évaporation pour une courte durée (taux d'évaporation journalier). De plus, les formules de Penman sont très utilisées dans la littérature (Wilson 1990). D'autre part, la similitude entre la formule de Rohwer et celle de Penman 1 permet d'apprécier l'effet du vent dans les calculs. Enfin, la formule de Romanenko est choisie parce que parmi les formules étudiées par Singh et Xu (1997), elle a moins de paramètre (un seul). De plus, avec les quatre sites expérimentaux considérés, ce paramètre paraît peu dépendant du site.

On précise que dans la chambre environnementale, le rayonnement n'existe pas. Ainsi, le terme  $R_n$  est nul.

Où  $\Delta$  est la pente de la courbe de la pression de vapeur d'eau saturante en fonction de la température. Elle est calculée comme suit (Brutsaert 1988) :

$$\Delta = \frac{dP_v^s}{dT} = \frac{373,15P_v^s}{T^2} (13,3185 - 3,952t_R - 1,9335t_R^2 - 0,5196t_R^3) \quad [V.1]$$

Où  $t_R = 1 - 373,15/T_a$  et la pression  $P_v^s$  est calculée en kPa.

Tableau V-1. Formules utilisées pour les calculs

Auteur	$PE$ (mm/jour)	Paramètre
Penman (1948) - 1	$PE = 0,35(P_{vs}^s - P_{va}) \left(1 + 9,8 \times 10^{-3} u_2\right)$	$u_2$ (miles/jour) : la vitesse à 2 m du sol $P_{vs}^s$ (mmHg) $P_a$ (mmHg)
Penman (1948) - 2	$PE = \frac{\Delta R_n / \lambda + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \cong \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a$ $E_a = 0,35(P_{va}^s - P_{va}) \left(1 + 9,8 \times 10^{-3} u_2\right)$	$\Delta$ (kPa/°C) $u_2$ (miles/jour) $P_{vs}^s$ (mmHg) $P_a$ (mmHg) $\gamma = 0,066$ (kPa/°C)
Rohwer (1931)	$PE = 0,4(P_{vs}^s - P_{va}) \left(1 + 4,08 u_2\right)$	$u_2$ (miles/jour) $P_{vs}$ (mmHg) $P_a$ (mmHg)
Romanenko (1961)	$PE = 0,6 \times 10^{-5} (25 + T_a)^2 (1 - h_a)$	$T_a$ (°C) $h_a$ (%)

On note l'importance de la cohérence des mesures dans l'air : l'humidité relative, la température et la vitesse du vent doivent être relevées à la même élévation. Dans cette étude, ces mesures sont effectuées à 50 mm de la surface du sol. On rappelle que les formules de calcul des pressions de vapeur d'eau saturante et réelle sont présentées dans le chapitre III.

Les résultats de calcul de  $PE$  et ceux mesurés sont présentés sur la Figure V.1 pour le séchage 1 et sur la Figure V.2 pour le séchage 2.

Au premier abord, on observe que les résultats de Romanenko sont écartés des autres résultats calculés et des résultats mesurés. En effet, le résultat de Romanenko représente en général un tiers des autres résultats.

La Figure V.2 montre une bonne correspondance entre les résultats calculés et ceux mesurés pendant les deux premières plages de température pour les trois formules. En revanche, pendant les deux dernières plages de température, les calculs s'éloignent d'avantage des mesures : les calculs peuvent doubler les mesures (3,4 mm/jour par rapport à 1,7 mm/jour).

D'autre part, la Figure V.1 montre en général un grand écart entre les résultats de calcul et ceux de mesure. Les calculs par les formules de Penman 1 et Rohwer sont similaires et ils doublent en général les résultats de mesure (2,6 mm/jour par rapport à 1,4 mm/jour).

On note que parmi les formules utilisées, la formule Penman 2 semble être la plus pertinente. En effet, la Figure V.1 montre que les résultats de calcul par Penman 2 suivent bien la tendance des résultats de mesure, avec un écart d'environ 30% qui est relativement faible par rapport aux résultats produits par les autres formules (d'ordre de 100%). En revanche, l'écart produit par Penman 2 dans le séchage 1 vers la fin de l'essai est aussi important (2,8 par rapport à 1,7 mm/jour).

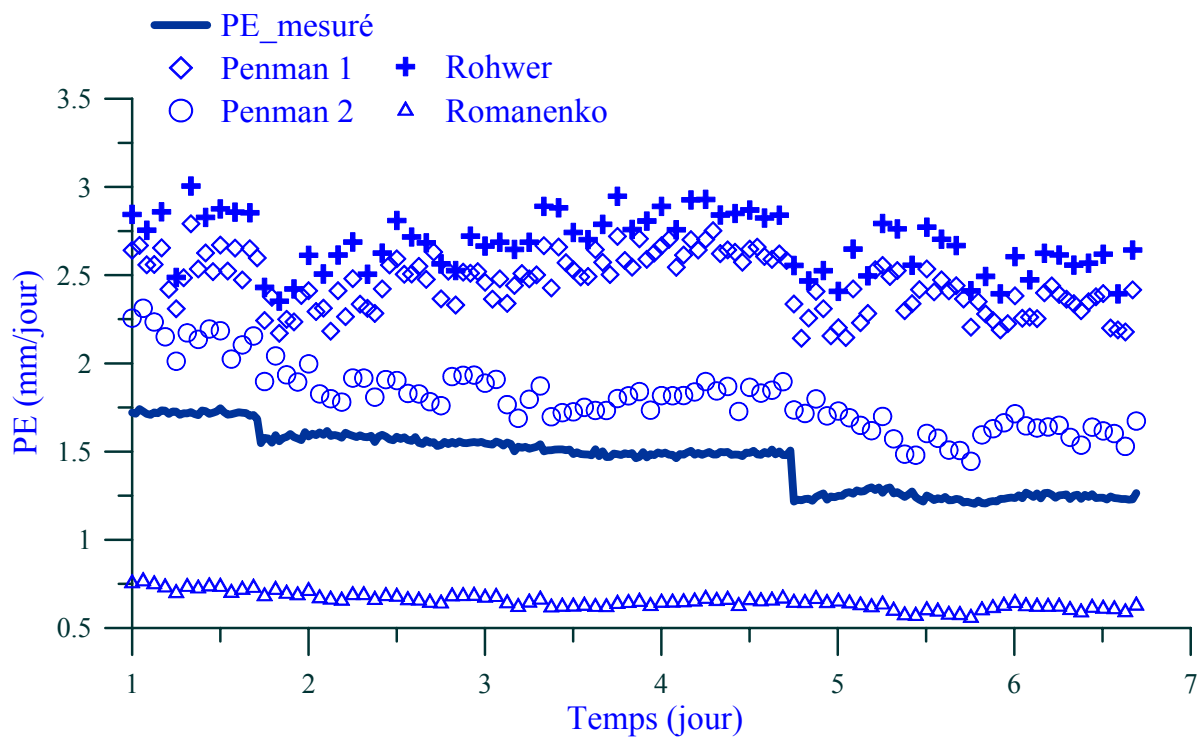


Figure V.1. Comparaison des résultats de calcul et ceux de mesure pour le séchage 1

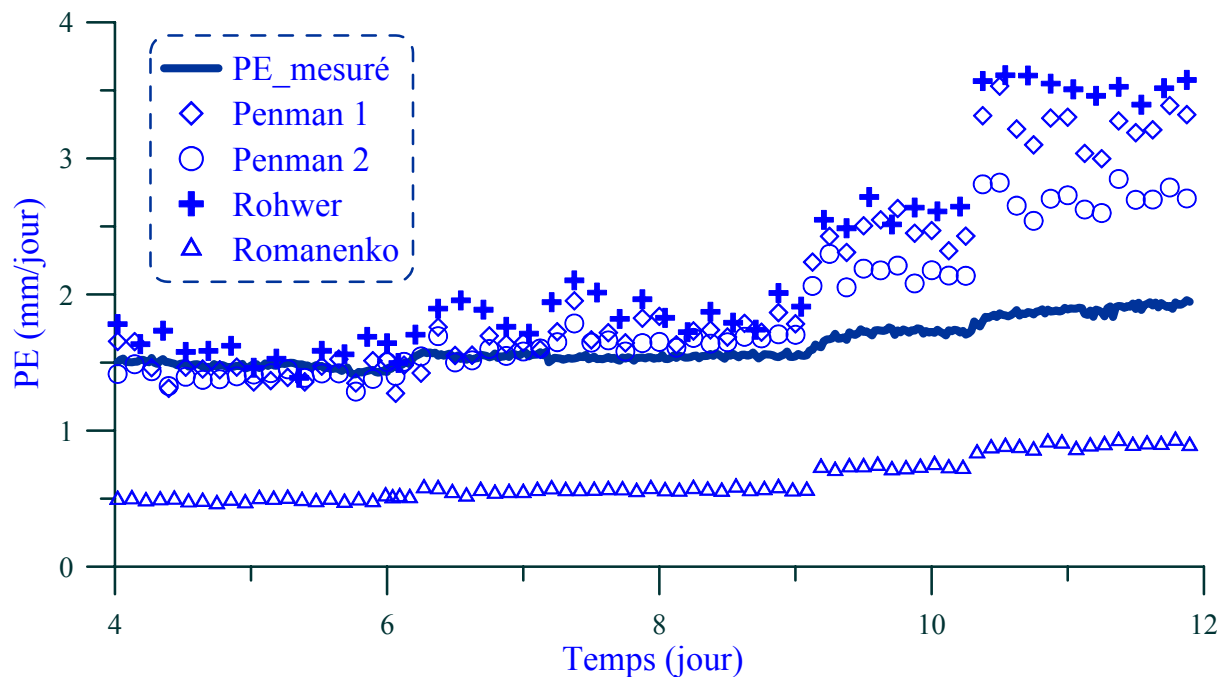


Figure V.2. Comparaison des résultats de calcul et ceux de mesure pour le séchage 2

En conclusion, l'utilisation directe des formules de la littérature ne peut pas donner des résultats satisfaisants. Une étude des paramètres de ces formules s'impose. Cette observation est en bon

accord avec celle de Singh et Xu (1997). En effet, ces auteurs travaillent avec sept formules différentes pour étudier quatre sites expérimentaux, et leurs résultats montrent que chaque site demande un jeu de paramètres spécifiques pour une formule donnée. Cette étude des paramètres est présentée dans les prochaines sections.

## ***V.2 Calibration des paramètres des deux formules de Penman***

Vu que la formule de Rohwer est similaire à Penman 1, une seule calibration de Penman 1 est suffisante. D'autre part, on note que dans le développement de Penman, les paramètres dans les formules de Penman 1 et de Penman 2 doivent être identiques. Le choix de formules est conditionné en général par la disponibilité de données expérimentales. Dans ce travail, un calage des paramètres est réalisé sur Penman 1 et Penman 2.

La méthode de calage est la suivante : on utilise les données du séchage 1 avec trois vitesses du vent différentes pour déterminer les paramètres liés au vent. On utilise ensuite les données du séchage 2 pour la validation des nouveaux paramètres. En réalité, afin de vérifier la qualité de ce calage, le taux  $PE$  est également calculé pour le séchage 1 et il est comparé à celui mesuré. Cette méthode est utilisée pour tout le travail de détermination des paramètres.

Premièrement, on suppose que les deux formules de Penman 1 et de Penman 2 prennent les mêmes paramètres de vent. La formule généralisée de Penman 1 est :

$$PE = a(1 + bu) \left( P_{vs}^s - P_{va} \right) \quad [V.2]$$

$$a(1 + bu) = \frac{PE}{P_{vs}^s - P_{va}} \quad [V.3]$$

Afin de déterminer les deux paramètres  $a$  et  $b$ , le terme à droite de l'équation [V.3] moyennée sur les trois plages de vitesse du vent est présenté en fonction de la vitesse du vent (Figure V.3). On observe une relation parfaitement linéaire et cette relation permet de déterminer deux paramètres :  $a = 0,33$  et  $b = 11,55$ .

Etape 1 : Vérification avec le  $PE$  du séchage 1

Les valeurs de  $PE$  sont premièrement calculées avec ces nouveaux paramètres par les formules de Penman 1 et de Penman 2 pour le séchage 1. Ces résultats sont présentés sur la Figure V.4, ensemble avec le taux  $PE$  mesuré. On observe une bonne concordance entre le taux  $PE$  calculé par Penman 1 et le taux  $PE$  mesuré. En revanche, il existe un écart de 20% entre le taux  $PE$  calculé par Penman 2 et le taux  $PE$  mesuré. Ainsi, pour la validation avec la série 1, seule la formule de Penman 1 est utilisée.

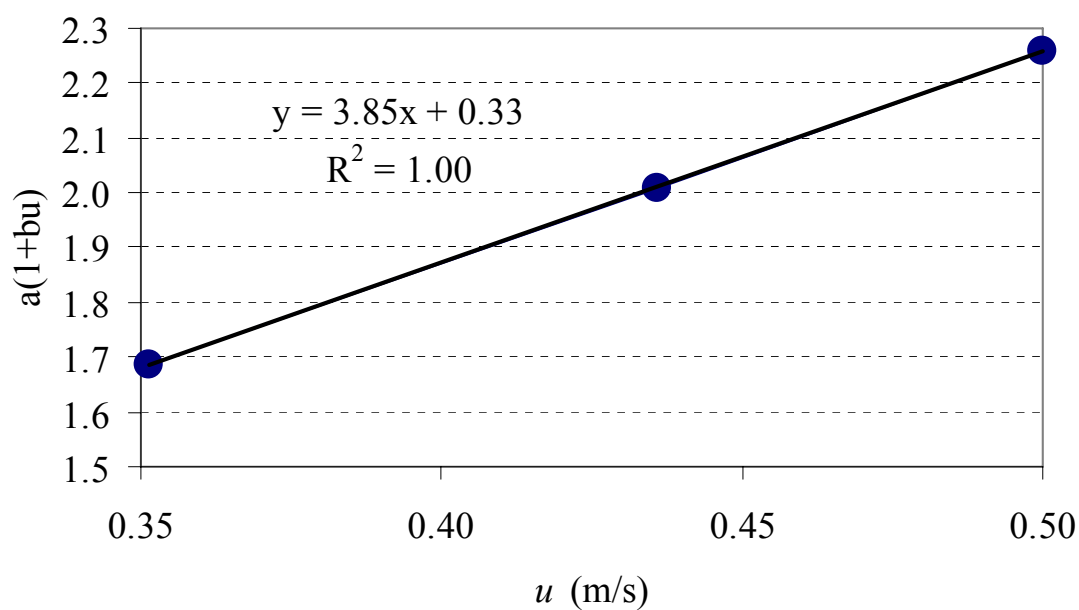


Figure V.3. Calibration des paramètres de la formule Penman 1

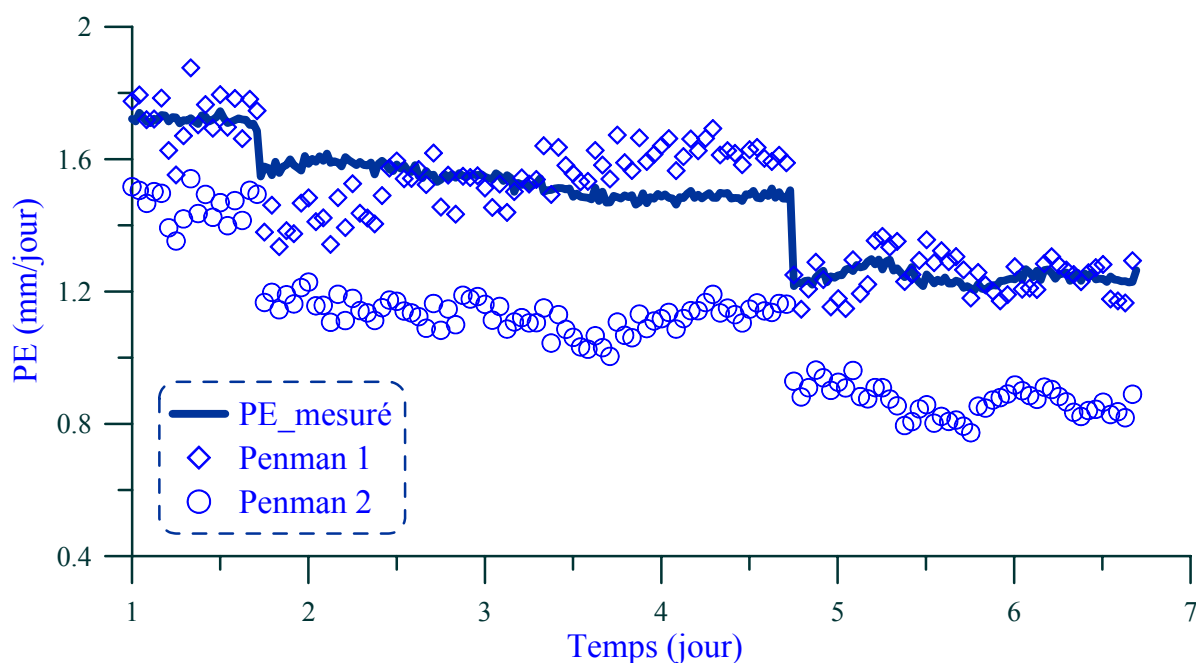


Figure V.4. Vérification des paramètres calibrés avec la même série de données

## Etape 2 : Validation de la formule de Penman 1 avec le séchage 2

La comparaison entre le taux  $PE$  calculé par Penman 1 et le taux  $PE$  mesuré pour le séchage 2 est présentée sur la Figure V.5. On observe que le taux  $PE$  calculé peut reproduire les quatre plages de  $PE$  correspondant à quatre températures imposées. En revanche, l'écart entre les deux courbes est relativement important au début et à la fin de l'essai, de l'ordre de 33%.

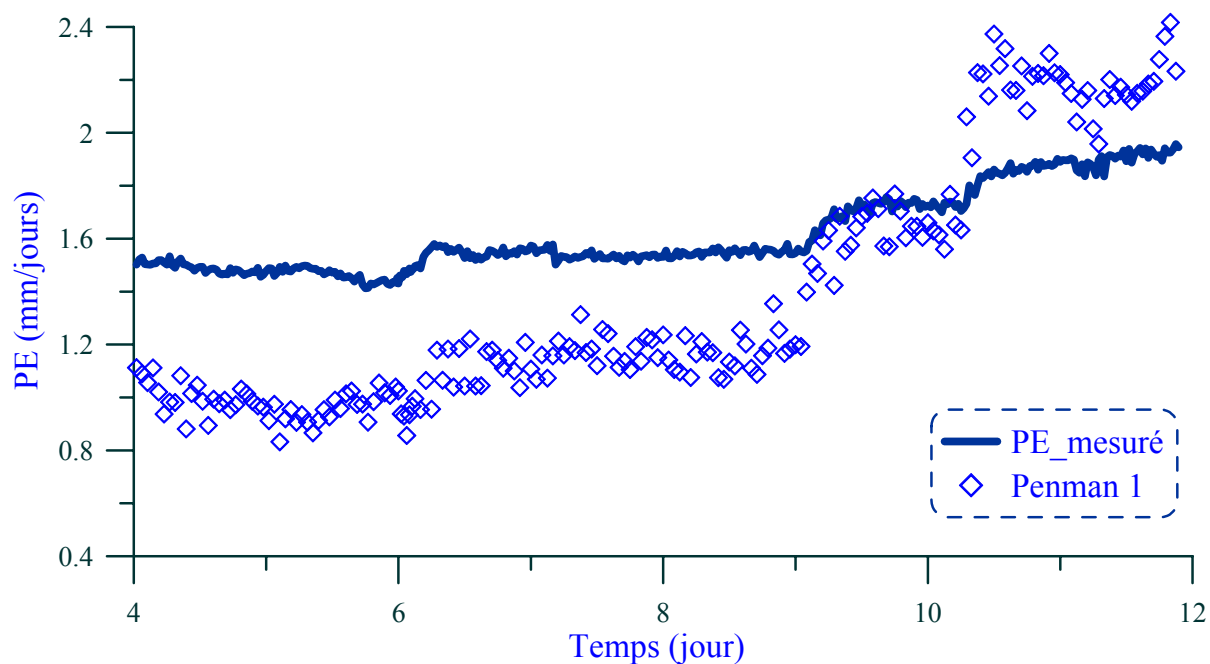


Figure V.5. Validation des paramètres calibrés de la formule de Penman 1

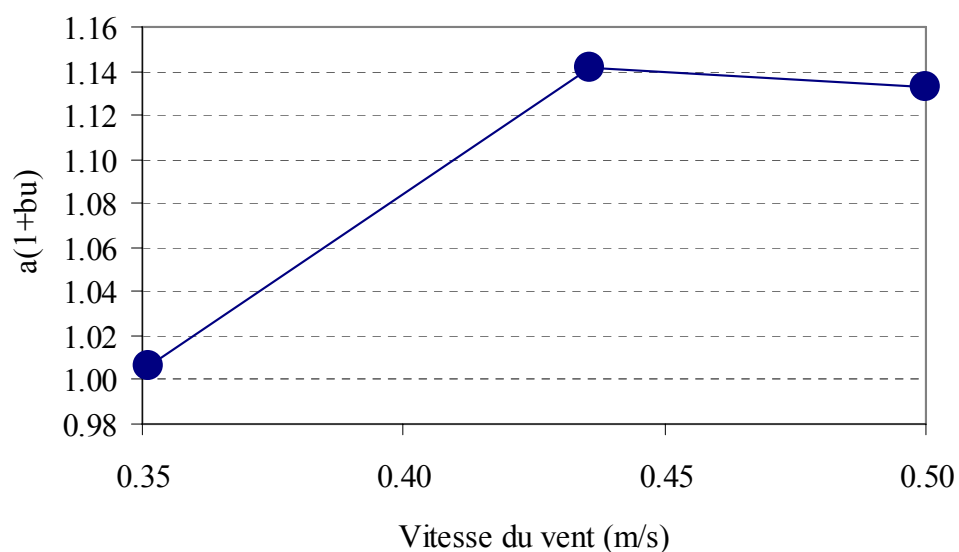


Figure V.6. Calage des paramètres de Penman 2

En conclusion, l'étude sur les paramètres réalisée dans ce travail montre qu'on peut reproduire les résultats expérimentaux avec la formule Penman 1. Cependant, l'écart reste important. D'autre part, il paraît que les deux paramètres  $a$  et  $b$  déterminés ne soient pas adéquats pour le Penman 2. Afin de vérifier ce point, le même travail de détermination de paramètres est réalisé mais avec le rapport  $PE / (P_{va}^s - P_{va})_{moyenné}$  (Figure V.6) et avec le rapport  $PE / (P_{va}^s - P_{va})_{moyenné} \times (\Delta + \gamma) / \gamma$

(Figure V.7). On observe qu'une relation linéaire est impossible à obtenir à partir de ces corrélations, ce qui montre que le remplacement de la pression de vapeur d'eau saturante à la surface du sol par celle de l'air n'est pas approprié.

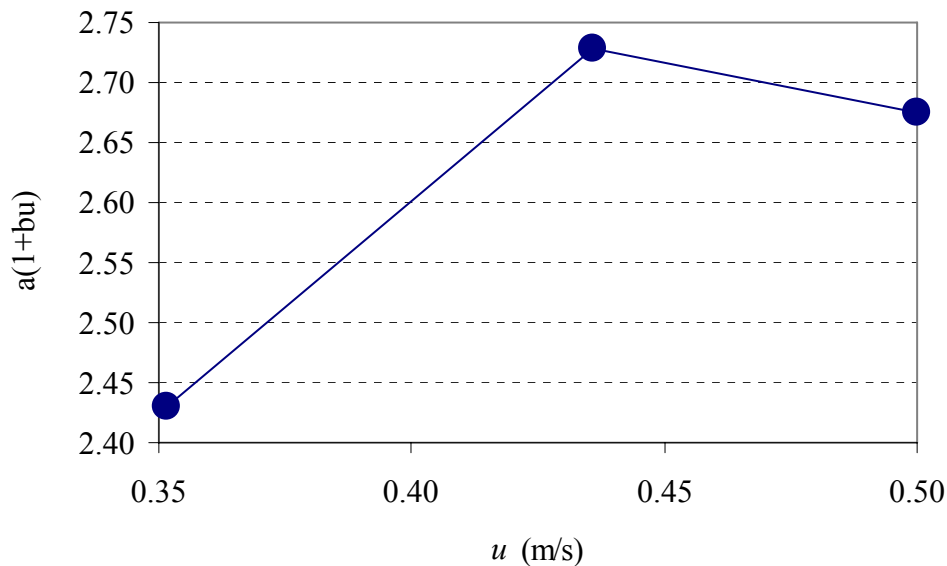


Figure V.7. Calage des paramètres de Penman 2

### V.3 Vérification et utilisation de la formule de Romanenko

La vérification de la formule de Romanenko consiste en la détermination du paramètre  $a$  présent dans la formule suivante :

$$PE = a(T_a + 25)^2(1 - h_a) \quad [V.4]$$

$$a = \frac{PE}{(T_a + 25)^2(1 - h_a)}$$

Les données du séchage 2 sont utilisées pour déterminer ce paramètre et le résultat est présenté sur la Figure V.8. On observe une diminution de  $a$  dans le temps (de 30% du début jusqu'à la fin) et cette diminution est liée à l'augmentation de la température dans la même période. La valeur moyenne de  $a$  est de  $1,59 \times 10^{-5}$ .

#### Etape 1. Vérification avec le séchage 2

Comme pour la vérification de Penman 1, une vérification avec la même série d'essai est réalisée et le résultat est présenté sur la Figure V.9. Malgré le fait que  $a$  évolue dans le temps et une seule valeur de  $a$  est utilisée dans le calcul, le taux  $PE$  calculé est dans le même ordre de grandeur que le taux  $PE$  mesuré. Cette remarque est seulement valable pour les trois premières plages de température car pour la quatrième, un écart de 30% est observé.



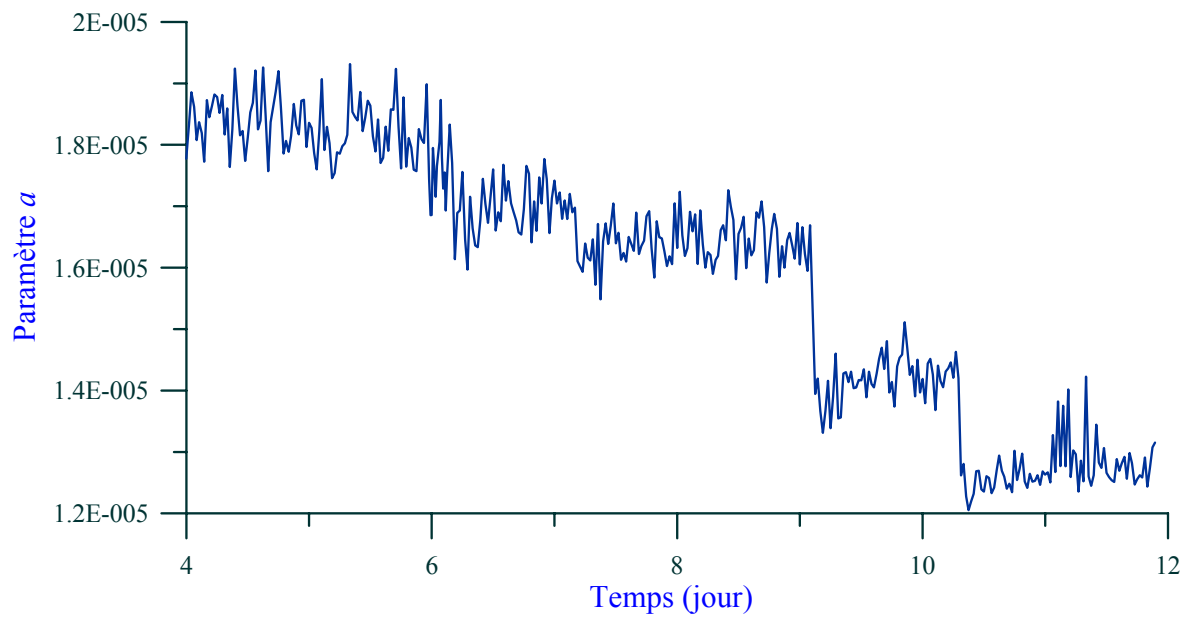


Figure V.8. Evolution de  $a$  dans le séchage 2

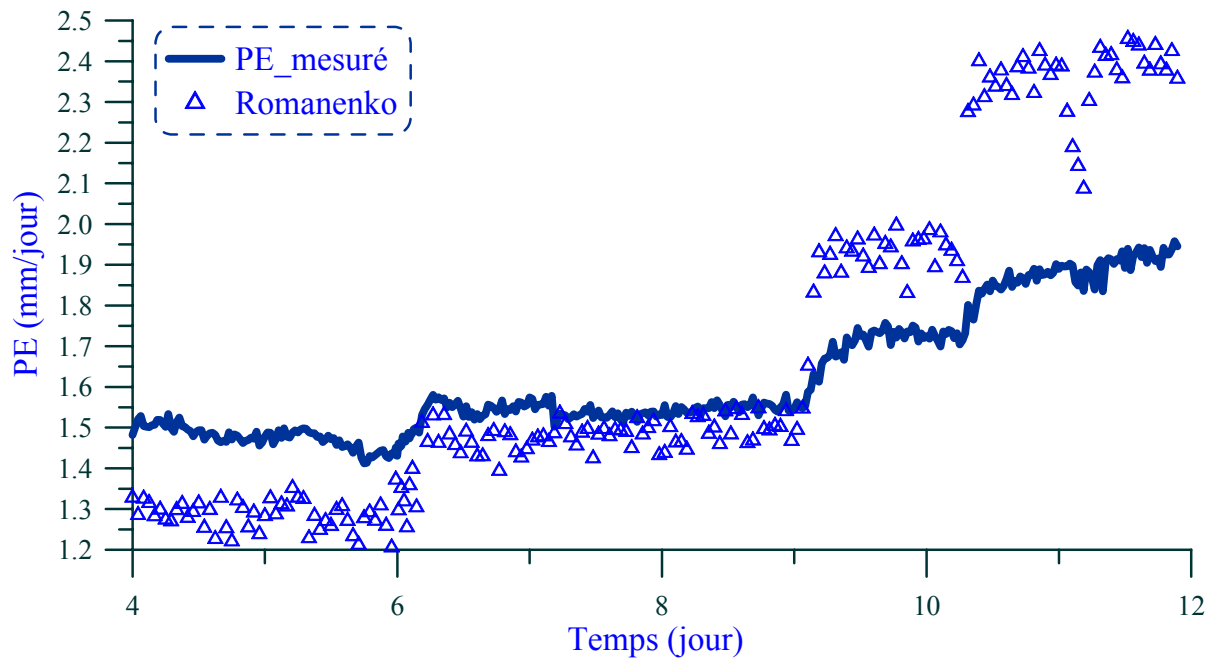


Figure V.9. Vérification de  $a$  avec les données du séchage 2

## Etape 2. Validation avec séchage 1

La validation avec le séchage 1 est présentée sur la Figure V.10. Un écart moyen de 20% entre le taux  $PE$  calculé et le taux  $PE$  mesuré est en général observé. En fait, cet écart s'agrandit vers la fin de l'essai avec la diminution de la vitesse du vent qui cause une chute importante sur le taux  $PE$  mesuré. Cette chute n'est pas visible sur la courbe du taux  $PE$  calculé.

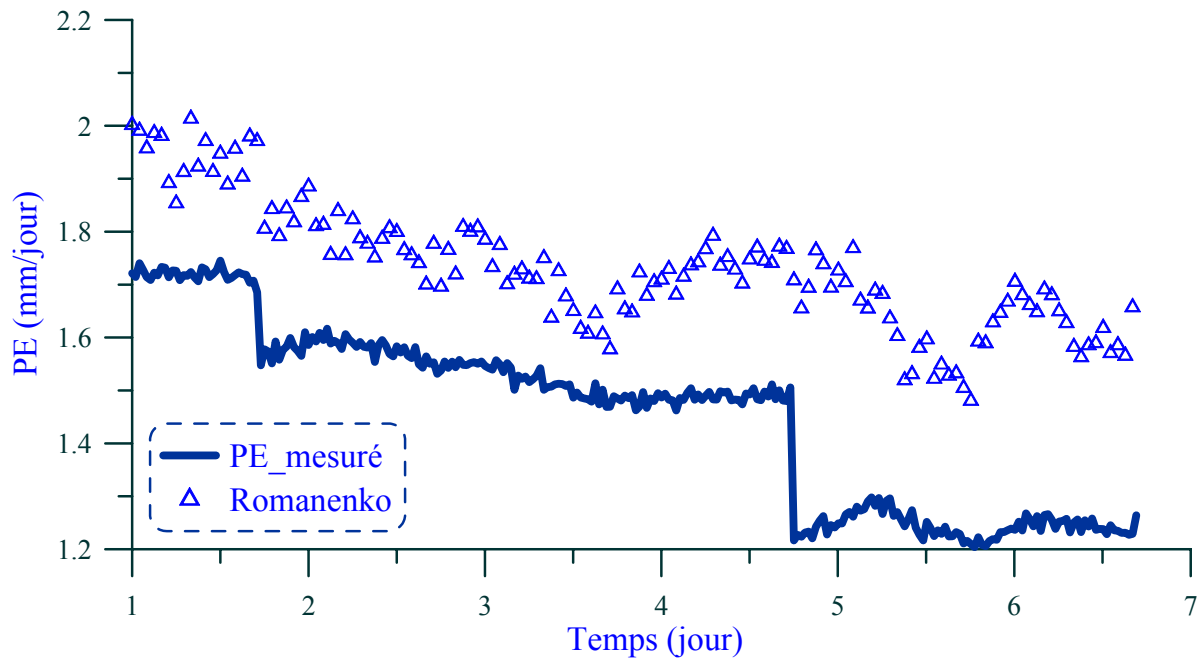


Figure V.10. Validation de la formule de Romanenko avec le séchage 1

En conclusion, la formule avec des paramètres calés de Romanenko (1961) peut reproduire les résultats expérimentaux de façon relativement satisfaisante dans le cas avec variations de température. En revanche, cette formule ne permet pas une bonne estimation dans le cas avec variations de la vitesse du vent. Ceci peut être expliqué par le manque d'un terme explicite lié à la vitesse du vent dans cette formule.

D'un autre côté, la formule de Penman 1 montre une performance inversée : bonne estimation dans le cas avec variations de la vitesse du vent et mauvaise estimation dans le cas avec variations de température. Ceci montre qu'il est nécessaire d'introduire explicitement un terme lié à la température dans cette formule.

Ainsi, dans les sections suivantes, un développement d'une formule prenant en compte explicitement la température et la vitesse du vent est effectué.

#### V.4 Développement d'une formule basée sur la formule de Choudhury et Monteith

La formule de Choudhury et Monteith est considérée et développée car elle contient explicitement la vitesse du vent, la température à la surface du sol et la température dans l'air (Choudhury et Monteith 1988) :

$$PE = (P_{vs}^s - P_{va}) / R_a \quad [V.5]$$

$$R_a = R_{wo} \frac{1}{(1 + R_l(T_s - T_a))^\eta}$$

$$\text{où : } R_{ao} = \frac{[\ln(\frac{z_a}{z_o})]^2}{K^2 u_a} \text{ et } R_i = \frac{5gz_a}{u_a^2 T_a}$$

$\eta = 0,75$  pour la condition instable ( $T_s > T_a$ ) et  $\eta = 2$  pour la condition stable ( $T_s < T_a$ ). Dans notre essai, la température  $T_a$  étant supérieure à la température  $T_s$ , la condition est ainsi stable :

$$R_a = R_{ao} \frac{1}{(1 + R_i(T_s - T_a))^2}$$

La formule [V.5] est ainsi développée comme suit :

$$\frac{PE}{P_{vs} - P_{va}} = \frac{(1 + R_i(T_s - T_a))^2}{R_{ao}} = \frac{1}{R_{ao}} \left( 1 + \frac{5gz_a}{u_a^2 T_a} (T_s - T_a) \right)^2 = \frac{K^2 u_a}{[\ln(\frac{z_a}{z_o})]^2} \left( 1 - \frac{5gz_a}{u_a^2} + \frac{5gz_a}{u_a^2} \frac{T_s}{T_a} \right)^2$$

$$\sqrt{\frac{PE}{P_{vs} - P_{va}}} = \frac{K\sqrt{u_a}}{\ln(\frac{z_a}{z_o})} \left| 1 - \frac{5gz_a}{u_a^2} + \frac{5gz_a}{u_a^2} \frac{T_s}{T_a} \right| \quad [V.6]$$

$$\text{On note } y = \sqrt{\frac{PE}{P_{vs} - P_a}} \text{ et } x = \frac{T_s}{T_a}.$$

La relation entre  $y$  et  $x$  doit être linéaire et prend la forme suivante :  $y = ax + b$ .

Les données du séchage 2 sont utilisées pour déterminer les deux paramètres  $a$  et  $b$  (Figure V.11). On trouve une relation relativement linéaire ( $R^2 = 0,63$ ), donnant  $a = 103$  et  $b = -100$ .

Ces valeurs permettent de déterminer ensuite la vitesse du vent  $u$  et la rugosité de la surface du sol  $z_0$ . En effet, si on note :

$$u = \frac{K\sqrt{u_a}}{\ln(\frac{z_a}{z_o})} \text{ et } v = \frac{5gz_a}{u_a^2}, \text{ on a :}$$

$$\begin{cases} a = uv \\ b = u(1 - v) \end{cases} \Leftrightarrow \begin{cases} v = a/(a + b) \\ u = a + b \end{cases}$$

On en déduit :  $u = 3$  et  $v = 34,3$ .

On note que la détermination de  $u_a$  et de  $z_0$  nécessite la connaissance de  $z_a$ , la hauteur à la quelle la vitesse du vent  $u_a$  est mesurée. En fait, au cours de notre essai, le point de mesure dans l'air évolue en raison de l'abattement du niveau d'eau en surface. En effet, la hauteur varie entre 0,02 m et 0,1 m. Pour chaque valeur de  $z_a$ , on trouve une valeur de rugosité et une valeur de vitesse du vent

correspondantes (Figure V.12). Prenons à titre d'exemple une valeur moyenne de  $z_a = 0,06$  m, on a une vitesse du vent de 0,3 m/s et une rugosité de 0,05 m.

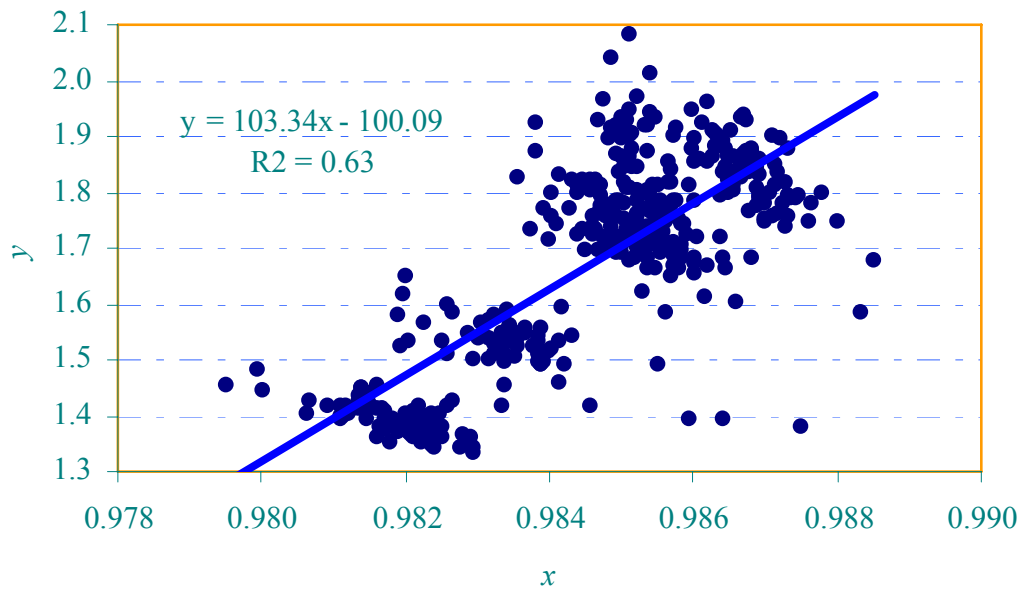


Figure V.11. Détermination de deux paramètres  $a$  et  $b$

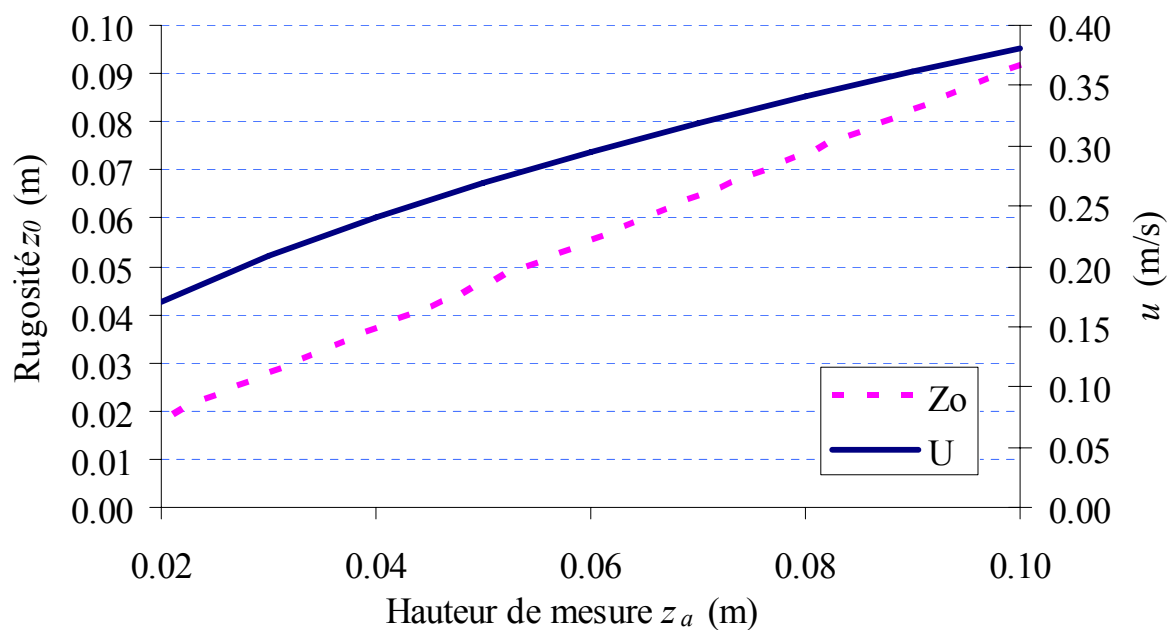


Figure V.12. Variations de la rugosité  $z_0$  et de la vitesse du vent  $u$  en fonction de la hauteur de mesure  $z_a$

On rappelle que  $z_0$  est un paramètre intrinsèque du sol. Dans cette étude où le vent est relativement faible qui ne provoque pas de vagues à la surface d'eau, la rugosité  $z_0$  doit être constante (Brutsaert

1988). La valeur de rugosité de la surface d'eau dans cette étude est ainsi estimée à 0,05 m. Cette valeur est largement supérieure à la valeur de 0,0003 m proposée par Brutsaert (1988) et Wallace et Hobbs (2006). Néanmoins, on note que dans leurs études, la valeur de 0,0003 m est utilisée pour une surface d'eau très grande (un lac, une mer calme) tandis que la valeur 0,05 m dans cette étude est trouvée sur une surface de 0,8 m<sup>2</sup> et avec du vent turbulent. Ainsi, cette valeur et quelques valeurs proches sont utilisées pour calculer le taux d'évaporation  $PE$  pour le séchage 1 et séchage 2. Les résultats sont présentés sur la Figure V.13 et la Figure V.14, ensemble avec le  $PE$  mesuré.

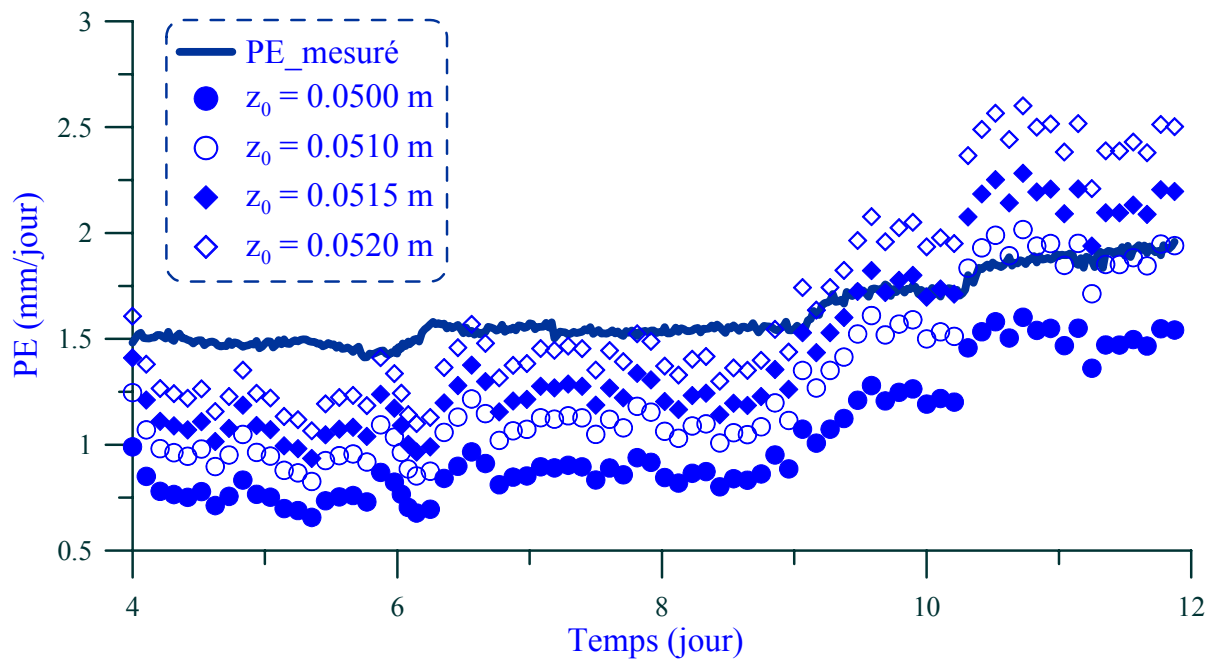


Figure V.13.  $PE$  mesuré et  $PE$  calculé avec quatre valeurs de  $z_0$  pour le séchage 2

La Figure V.13 et la Figure V.14 montrent une estimation de  $PE$  relativement satisfaisante. En effet, les valeurs calculées sont dans le même ordre de grandeur avec celles mesurées. Sur la Figure V.13, on observe quatre augmentations de  $PE$  calculé correspondant à quatre températures différentes. La Figure V.14 montre des chutes importantes de  $PE$  calculé correspondant aux chutes de vitesse du vent dans le séchage 1. Sur toutes les deux figures, on observe des fluctuations importantes de  $PE$  calculé. Cette fluctuation est probablement due à la présence explicite des températures  $T_s$  et  $T_a$  dans la formule et leurs valeurs présentent en fait des fluctuations significatives (voir Figures III.1 et III.2).

D'autre part, ces résultats avec différentes valeurs de  $z_0$  montrent une sensibilité importante du taux  $PE$  calculé par cette formule à la valeur de  $z_0$ . En effet, une différence de 4% de  $z_0$  peut engendrer une différence de 100% du taux  $PE$  calculé.

Enfin, parmi les valeurs de  $z_0$  considérées, une valeur de  $z_0 = 0,0515$  permet d'obtenir de meilleurs résultats.

En conclusion, cette méthode, dite de Choudhury et Monteith modifiée, permet d'avoir une estimation assez proche de la valeur réelle. Cependant, cette estimation dépend beaucoup de la

valeur de  $z_0$  qui n'est pas toujours évidente à estimer. Une valeur de 0,0515 semble être la plus représentative pour la chambre environnementale avec de l'eau sur la surface.

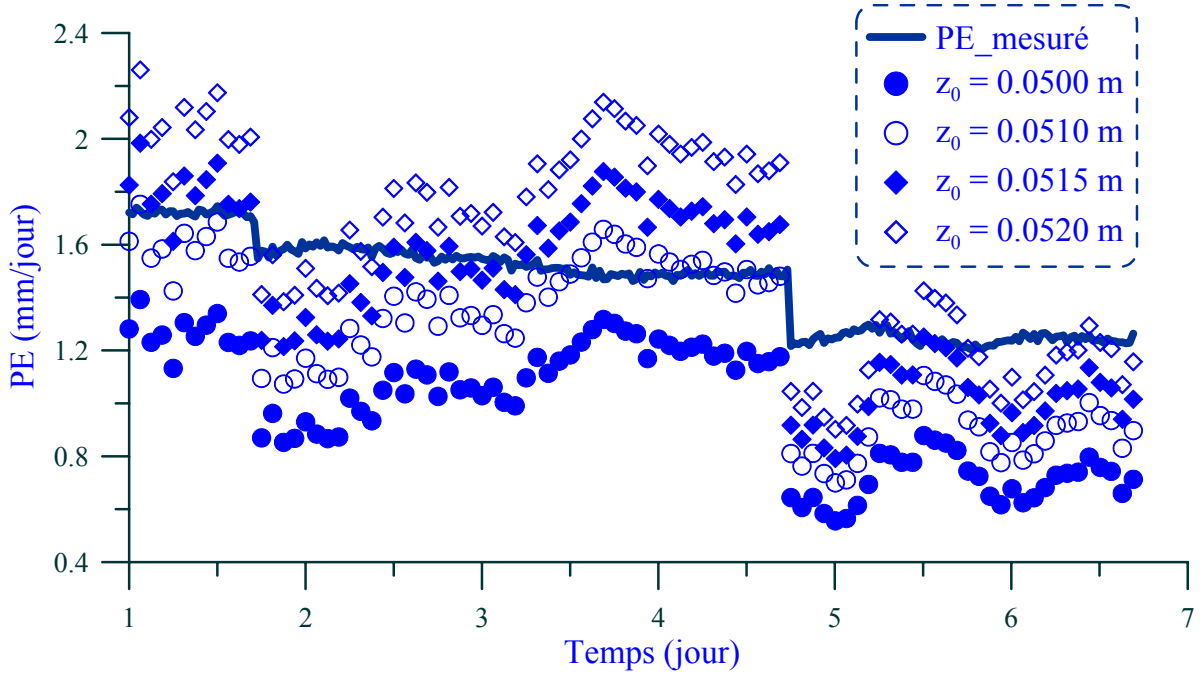


Figure V.14.  $PE$  mesuré et  $PE$  calculé avec quatre valeurs de  $z_0$  pour le séchage 1

### V.5 Développement d'une formule basée sur la formule de Penman

Deux modifications sont portées à la formule de Penman 1 [V.7] et [V.9] :

$$PE = a(1 + bu) \left( P_{vs}^s - P_{va} \right) (c - d(T_a - T_s)) \quad [V.7]$$

Ou

$$c - d(T_a - T_s) = \frac{PE}{a(1 + bu) \left( P_{vs}^s - P_{va} \right)} \quad [V.8]$$

$$PE = a(1 + bu) \left( P_{vs}^s - P_{va} \right) (c - dT_a) \quad [V.9]$$

Ou

$$(c - dT_a) = \frac{PE}{a(1 + bu) \left( P_{vs}^s - P_{va} \right)} \quad [V.10]$$

La différence entre les deux modifications réside dans la considération de l'effet de la température. Pour la première formule [V.7], la différence de  $T_a$  et  $T_s$  est considérée, tandis que dans la deuxième formule [V.9] seule la  $T_a$  est considérée. Les deux paramètres  $a$  et  $b$  sont comme avant.

Les données du séchage 2 sont utilisées pour calculer les termes à droite des équations [V.8] et [V.10]. Les résultats sont présentés respectivement sur la Figure V.15 et la Figure V.16.

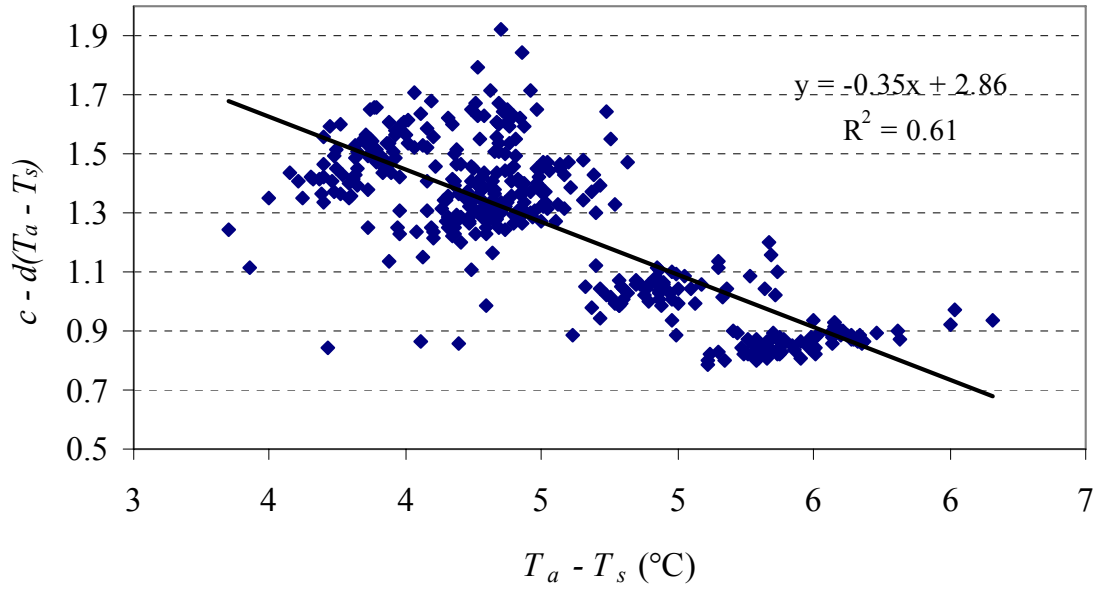


Figure V.15. Détermination de  $c$  et  $d$  de la formule [V.7]

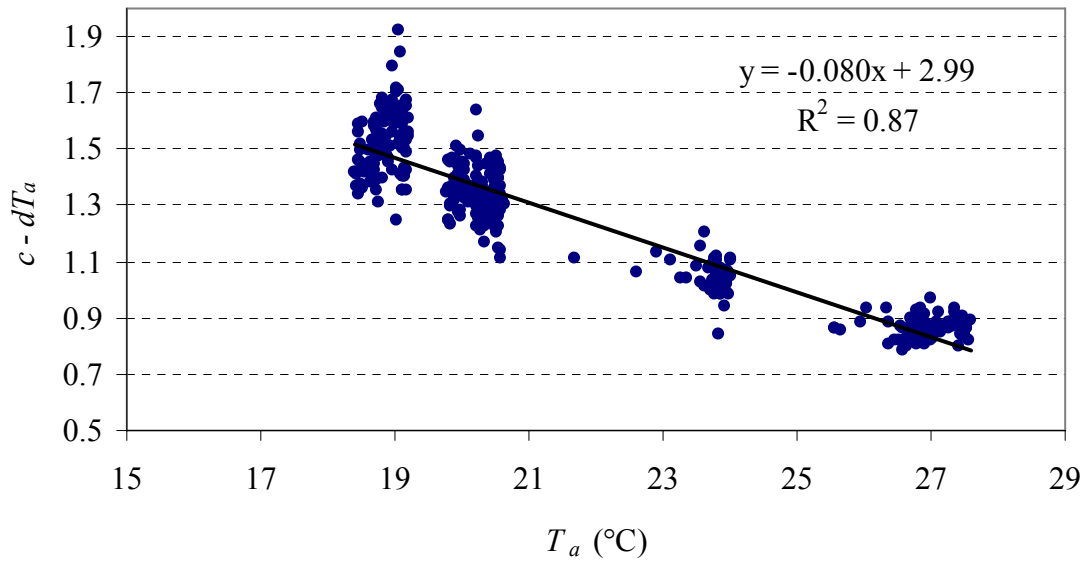


Figure V.16. Détermination de  $c$  et  $d$  de la formule [V.9]

On obtient :  $c = 2,86$  et  $d = 0,35$  pour [V.7] et  $c = 2,00$  et  $d = 0,08$  pour [V.9]. La comparaison entre les deux corrélations illustre un meilleur résultat par la formule [V.9] (avec  $R^2 = 0,87 > R^2 = 0,61$  pour [V.7]). Les expressions déterminées sont donc :

$$PE = 0,33(1 + 11,55u) \left( P_{vs}^s - P_{va} \right) (2,86 - 0,35(T_a - T_s)) \quad [V.11]$$

$$PE = 0,33(1 + 11,55u)(P_{vs}^s - P_{va})(2,00 - 0,08T_a) \quad [V.12]$$

Ces formules sont utilisées par la suite pour calculer  $PE$  du séchage 2 et du séchage 1 et les résultats sont présentés sur la Figure V.17 et Figure V.18 respectivement, ensemble avec les taux mesurés ainsi que les taux calculés par Penman 1.

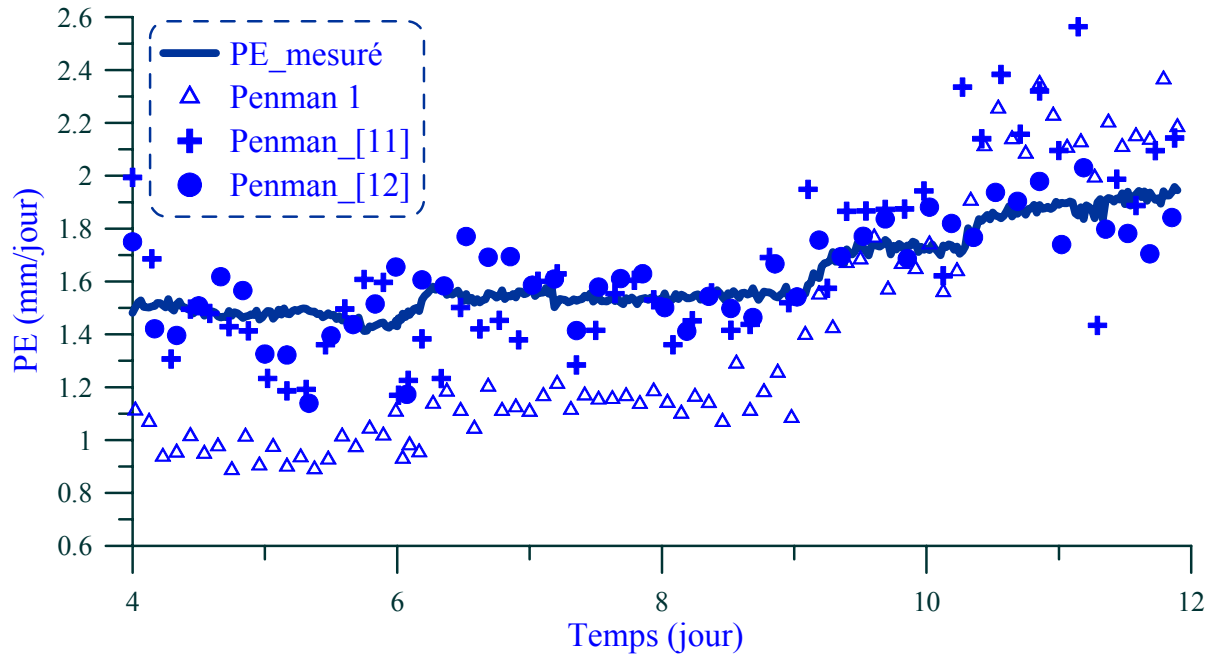


Figure V.17. PE calculé par deux formules modifiées et PE mesuré pour le séchage 2

Ces figures illustrent une meilleure performance de la formule [V.12] par rapport à la formule [V.11]. En effet, la formule [V.11] permet seulement une bonne estimation du séchage 2 ; pour le séchage 1, un écart important peut être observé entre le  $PE$  calculé par [V.11] et le  $PE$  mesuré.

La comparaison entre Penman 1 et la formule [V.12] indique une meilleure estimation de  $PE$  par Penman 1 pour le séchage 1. Cependant, sur les deux séchages, la formule [V.12] donne un meilleur résultat.

En conclusion, l'introduction explicite d'un terme linéaire de la température de l'air  $T_a$  améliore en général la formule Penman 1. On note aussi que cette introduction réduit légèrement la qualité de la prévision de Penman 1 dans le cas avec différentes vitesses du vent.



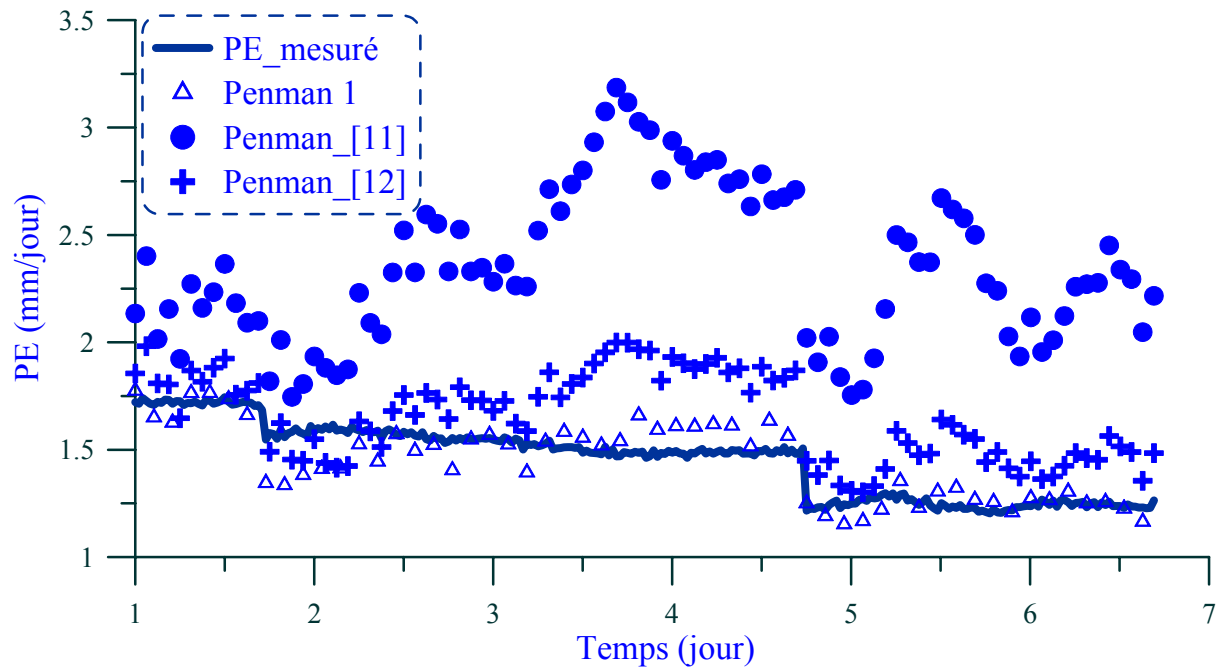


Figure V.18. PE calculé par deux formules modifiées et PE mesuré pour le séchage 1

#### V.6 Développement d'une formule basée sur la formule de Romanenko (1961)

Le développement d'une formule à partir de la formule de Romanenko (1961) est effectué en deux étapes : l'étude du paramètre  $c$  [V.13] et l'introduction de l'effet du vent.

$$PE = a(T_a + 25)^c (1 - h_a) \quad [V.13]$$

$$a = \frac{PE}{(T_a + 25)^c (1 - h_a)}$$

La nécessité d'étudier la valeur de  $c$  est liée à la diminution du paramètre  $a$  dans le temps (voir Figure V.8) pour le séchage 1 quand une valeur constante  $c = 2$  est considérée. On rappelle qu'en principe  $a$  doit être constant. Il paraît que la puissance  $c = 2$  dans l'équation soit trop grande qui engendre la diminution de  $a$ . Ainsi, dans cette étude, deux autres valeurs plus petites de  $c$  sont proposées : 1 et 0. Les deux valeurs de  $a$  correspondantes sont calculées et sont présentées sur la Figure V.19, ensemble avec le résultat du cas  $c = 2$ . On observe que dans les deux cas,  $c = 1$  et  $c = 2$ , les valeurs de  $a$  calculées varient de 50% et de 33% du début jusqu'à la fin. En revanche, dans le cas avec  $c = 0$ , on observe une fluctuation de 8% autour d'une valeur moyenne de 0,035. Ceci montre qu'il n'existe pas une relation explicite du rapport  $PE/(1 - h_a)$  avec la température de l'air.

Les  $PE$  calculés par la formule [V.13] avec trois valeurs de  $c$  (2, 1 et 0) sont présentés sur la Figure V.20, ensemble avec le  $PE$  mesuré. Cette figure montre une très bonne correspondance entre le  $PE$  mesuré et le  $PE$  calculé avec  $c = 0$ . On y observe également un éloignement du  $PE$  calculé du  $PE$  mesuré quand  $c$  augmente de 0 à 2. Cette observation confirme la non nécessité de l'introduction du terme de température dans la formule [V.13].

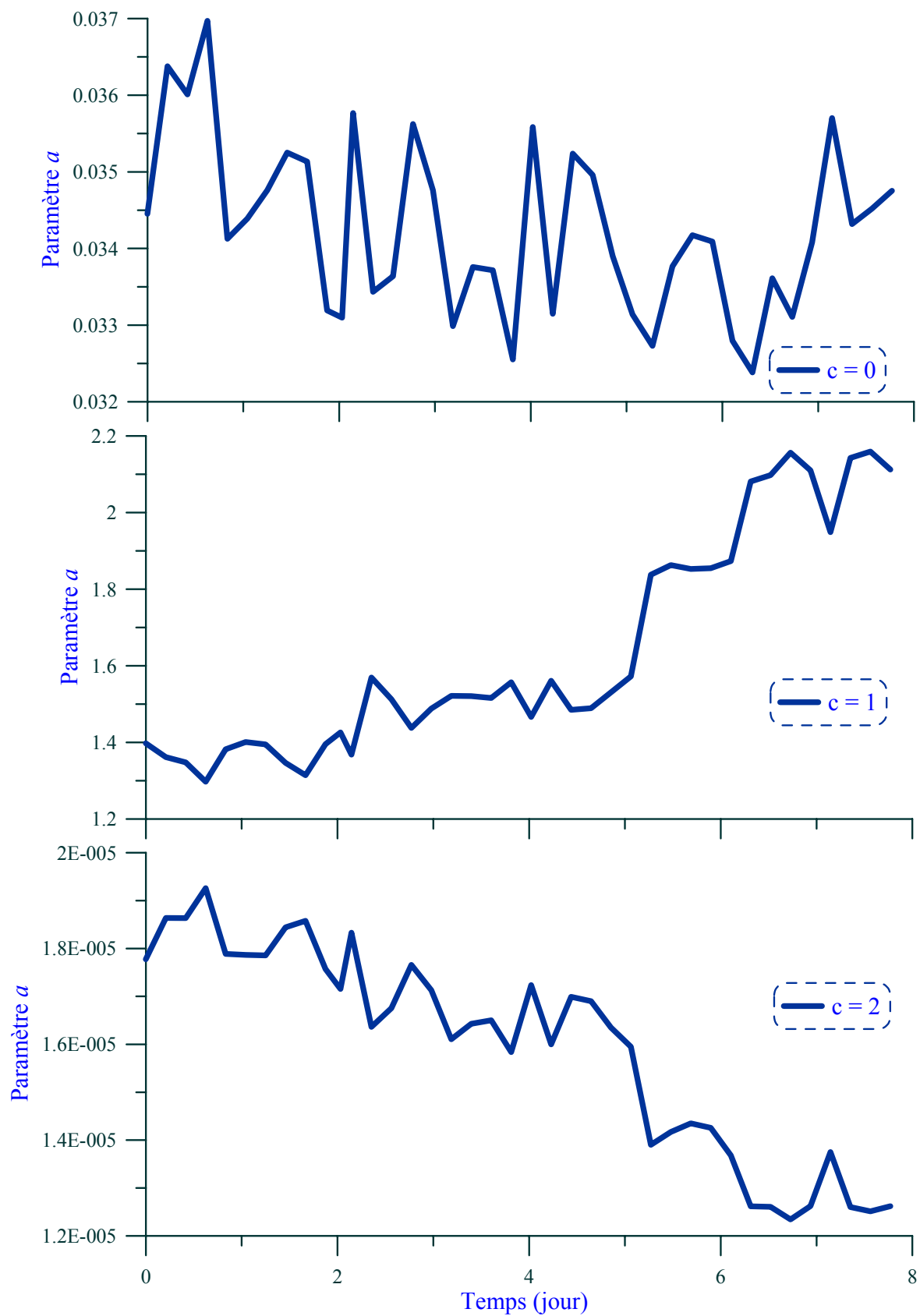


Figure V.19. Variations du paramètre  $a$  avec différentes valeurs de  $c$

A la lumière des résultats d'analyse présentés précédemment, on a adopté la formule [V.13] avec  $c = 0$  pour calculer  $PE$  pour le séchage 1. Le résultat obtenu est comparé avec  $PE$  mesuré et  $PE$  calculé par [V.13] avec  $c = 2$  sur la Figure V.21. On observe effectivement une amélioration de la formule [V.13] avec  $c = 0$  par rapport à la formule [V.13] avec  $c = 2$ . Néanmoins, cette amélioration n'est pas suffisante pour suivre l'évolution de  $PE$  pour les deux dernières plages de vitesse du vent. Pour la première plage du séchage 1, on remarque une bonne estimation avec  $c = 0$ . Mais cela peut être expliqué par la vitesse du vent identique dans les deux séchages 1 et 2 (0,5 m/s) pendant cette période.

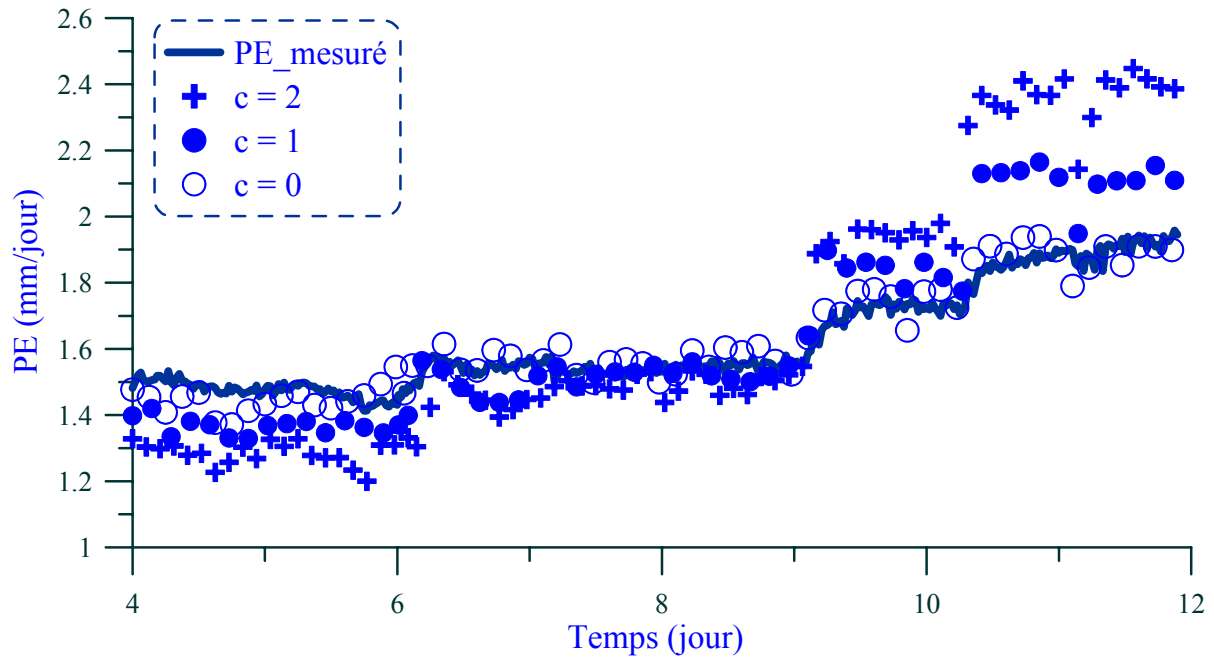


Figure V.20. Taux  $PE$  calculé avec différentes valeurs de  $c$  et  $PE$  mesurées dans le séchage 2

En conclusion, l'utilisation du terme  $(1 - h_a)$  permet de considérer de façon implicite l'effet de la température sur  $PE$ . Une bonne estimation du taux  $PE$  dans le cas de différentes températures peut être obtenue sans introduction de termes supplémentaires liés à la température. Néanmoins, il paraît nécessaire d'introduire explicitement un terme lié à la vitesse du vent. Pour ce faire, on propose une relation simple linéaire :

$$PE = (a + bu)(1 - h_a) \quad [V.14]$$

La détermination des deux paramètres  $a$  et  $b$  (Figure V.22) est similaire à celle pour la formule de Penman 1. Les données du séchage 1 sont utilisées et la corrélation donne :  $a = 0,0118$  et  $b = 0,0468$ . On a donc :

$$PE = (0,0118 + 0,0468u)(1 - h_a) \quad [V.15]$$

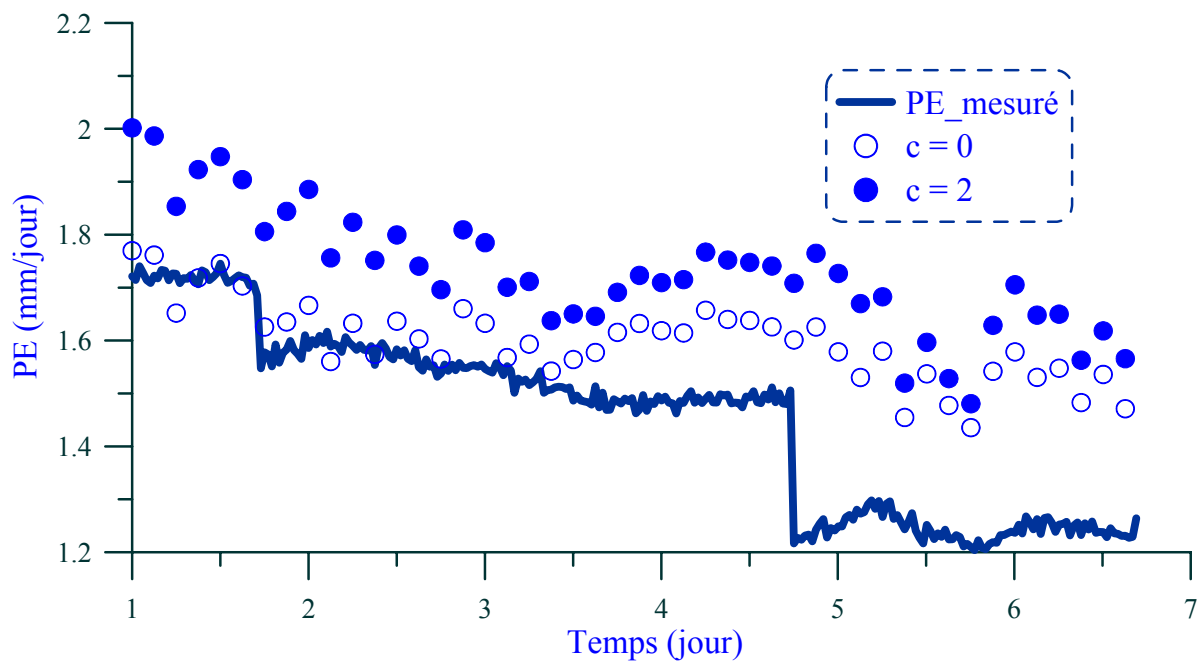


Figure V.21.  $PE$  calculé avec différentes valeurs de  $c$  et  $PE$  mesuré dans le séchage 1

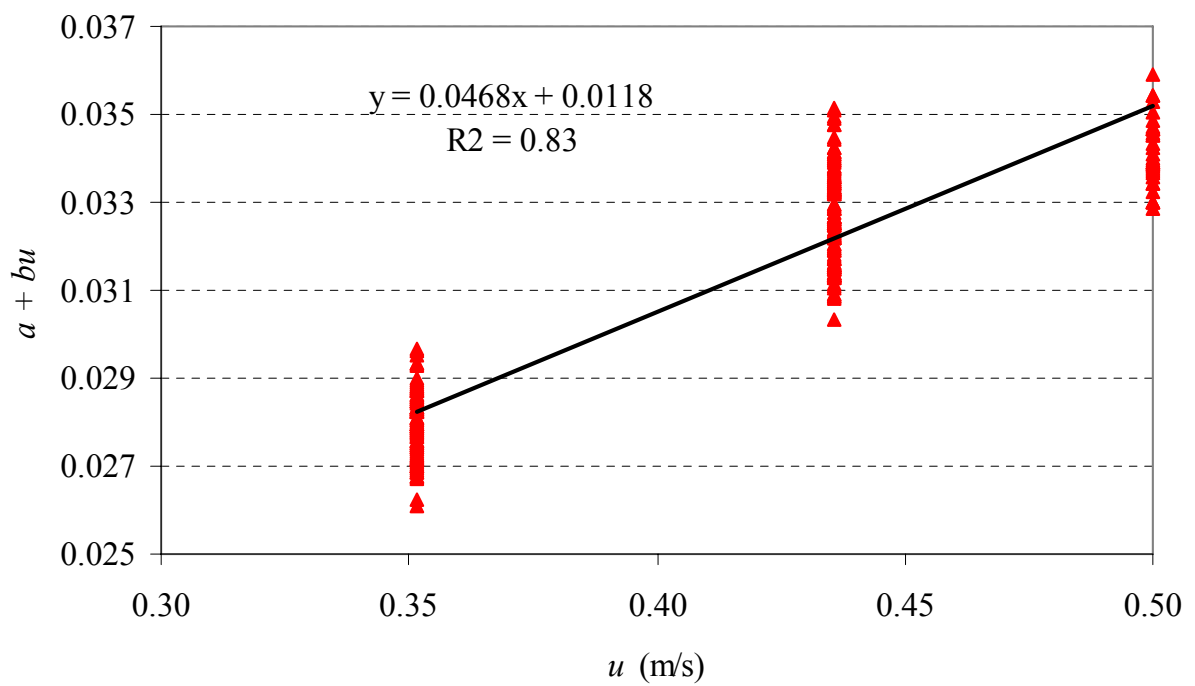


Figure V.22. Détermination des deux paramètres  $a$  et  $b$  de la formule [V.14]

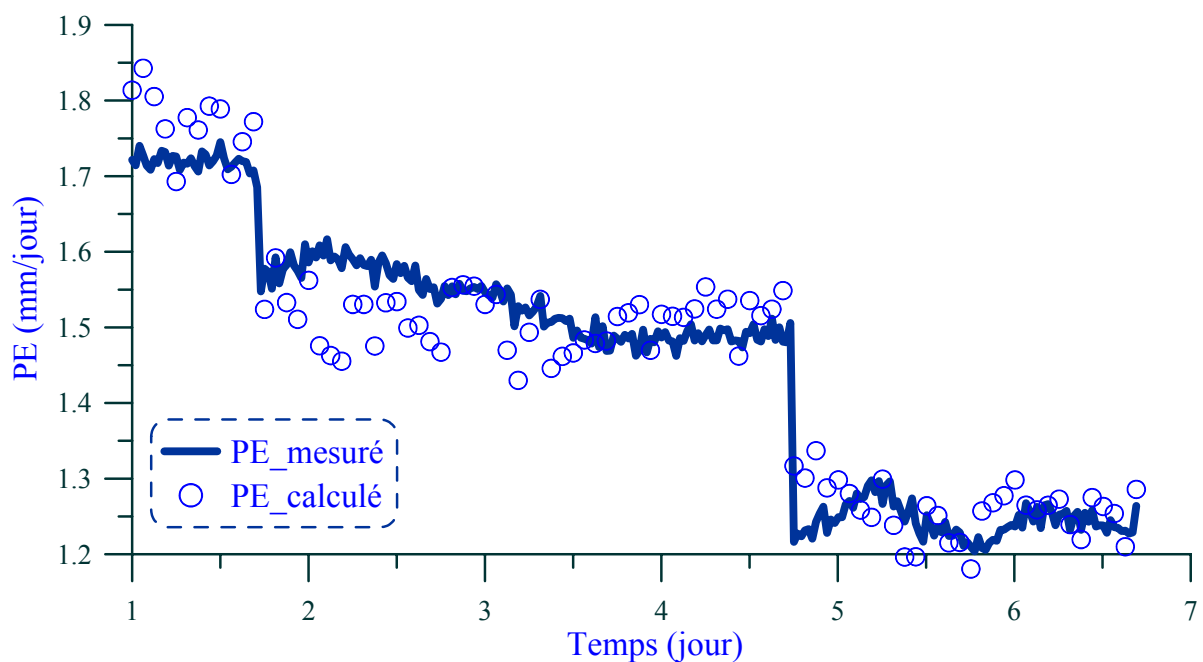


Figure V.23. PE calculé par [V.15] et PE mesuré pour le séchage 1

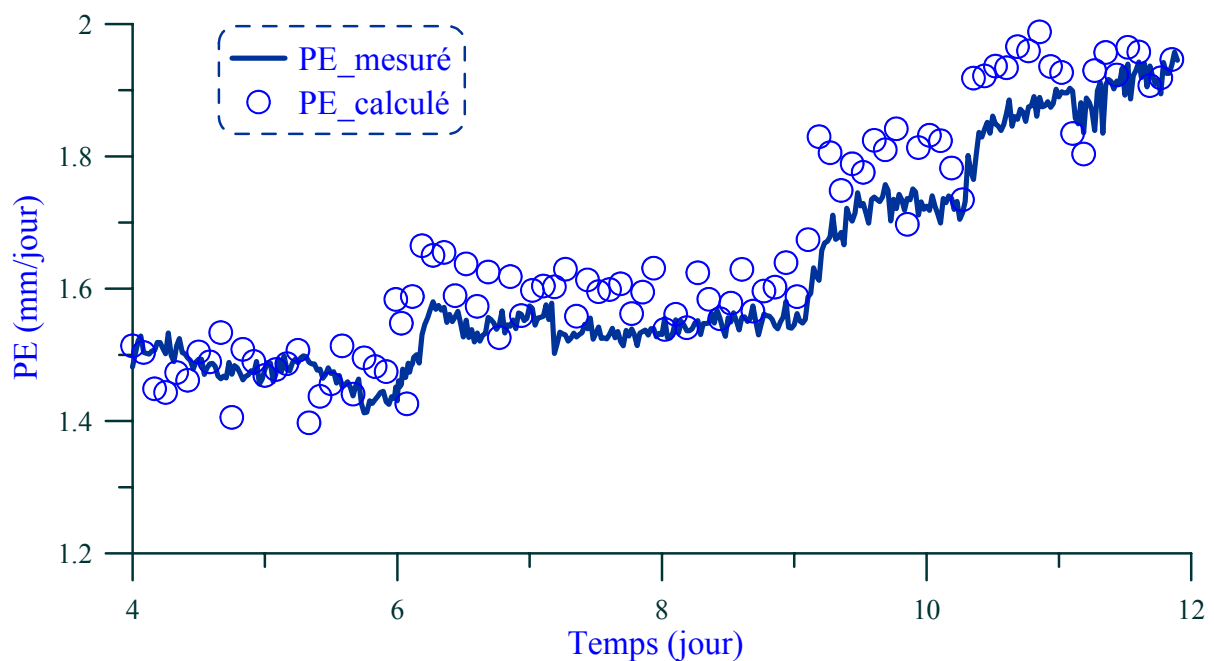


Figure V.24. PE calculé par [V.15] et PE mesuré pour le séchage 2

La formule [V.15] est utilisée pour calculer le taux d'évaporation  $PE$  et le résultat est mis en comparaison avec le taux  $PE$  mesuré pour deux séchages 1 et 2 sur la Figure V.23 et la Figure V.24 respectivement. On y observe une bonne correspondance entre le taux  $PE$  calculé et le taux  $PE$  mesuré, ce qui montre que la formule [V.15] permet de prendre en compte de façon satisfaisante l'effet de la vitesse du vent et l'effet de la température.

### V.7 Comparaison et analyse des formules développées

L'ensemble des formules jugées pertinentes d'après le calage des paramètres est comparé avec les résultats de mesure pour les deux séchages 1 et 2 (Figure V.25 et Figure V.26 respectivement). Afin de faciliter le suivi, un récapitulatif de ces formules est présenté dans le Tableau V-2.

Tableau V-2. Récapitulatif des formules développées

Nom	Formule
Penman 1	$PE = 0,33(1 + 11,55u)(P_{vs}^s - P_{va})$
Penman 1 _[12]	$PE = 0,33(1 + 11,55u)(P_{vs}^s - P_{va})(2,99 - 0,08T_a)$
Choudhury-Monteith_ $z_0 = 0,0515$ m	$PE = \frac{K^2 u_a}{[\ln(\frac{z_a}{0,0515})]^2} \left( 1 - \frac{5g_a}{u_a^2} + \frac{5g_a T_s}{u_a^2 T_a} \right)^2 (P_{vs}^s - P_{va})$
Romanenko modifiée _ $c = 0$	$PE = 0,035(1 - h_a)$
Formule proposée	$PE = (0,0118 + 0,0468u)(1 - h_a)$

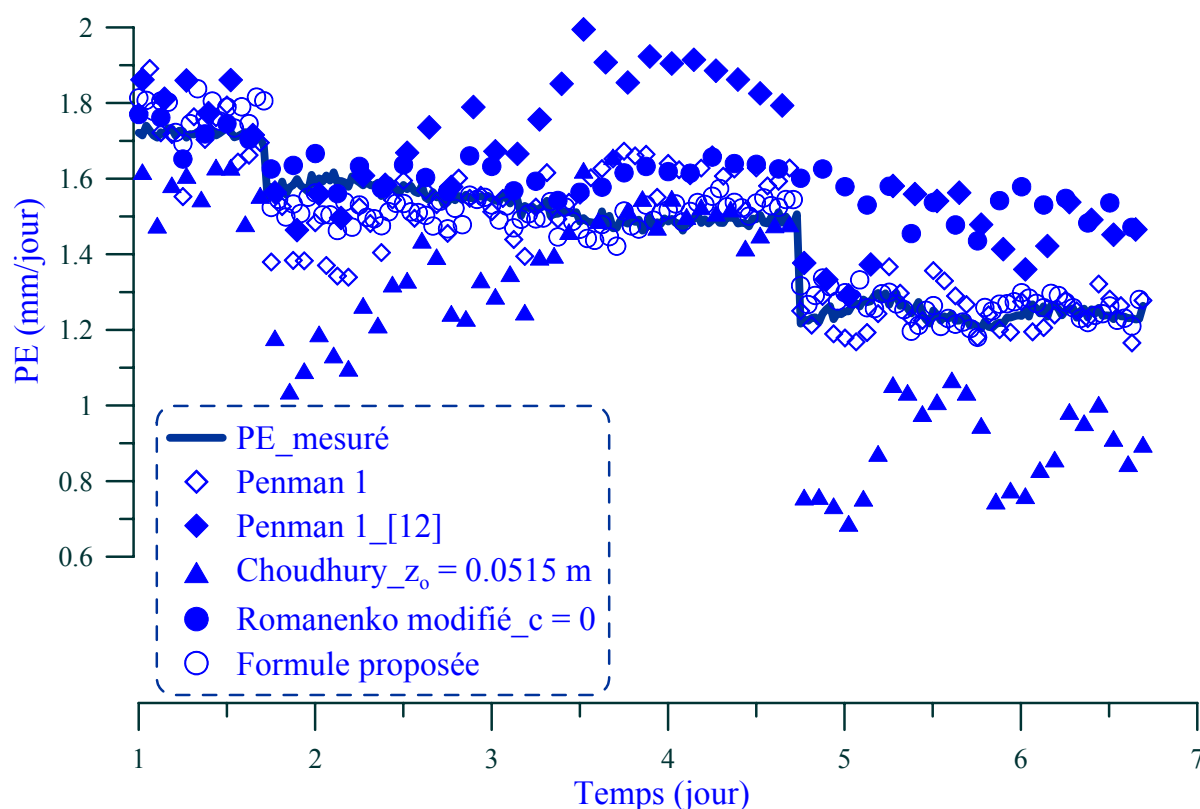


Figure V.25. Comparaison des différentes formules – séchage 1

Sur la Figure V.25, on distingue deux meilleures formules : Penman 1 et la formule proposée. Le point commun des deux formules réside dans la manière de prise en compte de la vitesse du vent.

Ainsi, on peut conclure qu'une considération linéaire pourrait être suffisante pour simuler le taux  $PE$  à différentes vitesses du vent. En revanche, la même méthode de prise en compte de la vitesse du vent est appliquée à la formule Penman 1 [12]. On observe cependant sur la Figure V.25 une grande fluctuation du résultat calculé par cette formule. Cette fluctuation est liée probablement à l'introduction du terme de température  $T_a$  qui présente aussi des fluctuations pendant le séchage 1. Le même constat peut être fait sur la formule de Choudhury-Monteith. On observe également que sans le terme lié à la vitesse du vent, la formule de Romanenko modifiée  $c = 0$  ne permet pas une bonne simulation quand la vitesse du vent change.

Sur la Figure V.26 on remarque que trois formules permettant un bon calcul du  $PE$  quand la température augmente et la vitesse est maintenue constante sont : Penman 1 [12], Romanenko modifiée  $c = 0$  et la formule proposée. La bonne performance de la formule Penman 1 [12] montre que le taux  $PE$  dépend fortement de la température de l'air. De plus, le fait que la simple formule de Romanenko modifiée  $c = 0$ , où aucun terme lié à la température n'est explicite, donne également une bonne estimation, permet de conclure que la dépendance de  $PE$  vis-à-vis de la température de l'air peut être introduite dans l'humidité relative de l'air.

En outre, on note que la formule proposée et la formule de Penman 1 sont similaires. La différence réside dans le choix du profil hydrique. Pour la formule de Penman 1, c'est le profil de pression de vapeur d'eau qui est utilisée, et pour la formule proposée, c'est le profil de l'humidité relative qui est utilisée. On précise que le chiffre 1 dans cette formule signifie 100% qui est l'humidité relative à la surface d'eau.

Dans la plupart d'études trouvées dans la littérature, la température et la pression de vapeur d'eau saturante à la surface du sol sont souvent manquantes, et on utilise directement la pression de vapeur d'eau saturante dans l'air (Penman 1948; Singh et Xu 1997). Dans ce cas le terme  $(P_{vs}^s - P_{va})$  devient  $(P_{vs}^a - P_{va})$  appelé déficit de la pression de vapeur d'eau. On rappelle que la pression de vapeur d'eau saturante dépend uniquement de la température. Ainsi :  $P_{vs}^a = f(T_a)$  (III.2.1). Un simple développement conduit à :

$$P_{vs}^s - P_{va} \cong P_{vs}^a - P_{va} = P_{vs}^a \left(1 - P_{va} / P_{vs}^a\right) = f(T) (1 - h_a)$$

Ainsi, la seule différence est sur le terme  $f(T_a)$ . Cette analyse confirme que l'effet de la température de l'air est inclus dans la définition de l'humidité relative. Elle explique aussi la mauvaise estimation de  $PE$  donnée par la formule de Penman 1.

En conclusion, la seule formule permettant une bonne simulation pour les deux séchages est la formule proposée :

$$PE = (0,0118 + 0,0468u)(1 - h_a) \quad [V.15]$$

La forme générale de cette formule est :

$$PE = (a + bu)(1 - h_a) \quad [V.14]$$

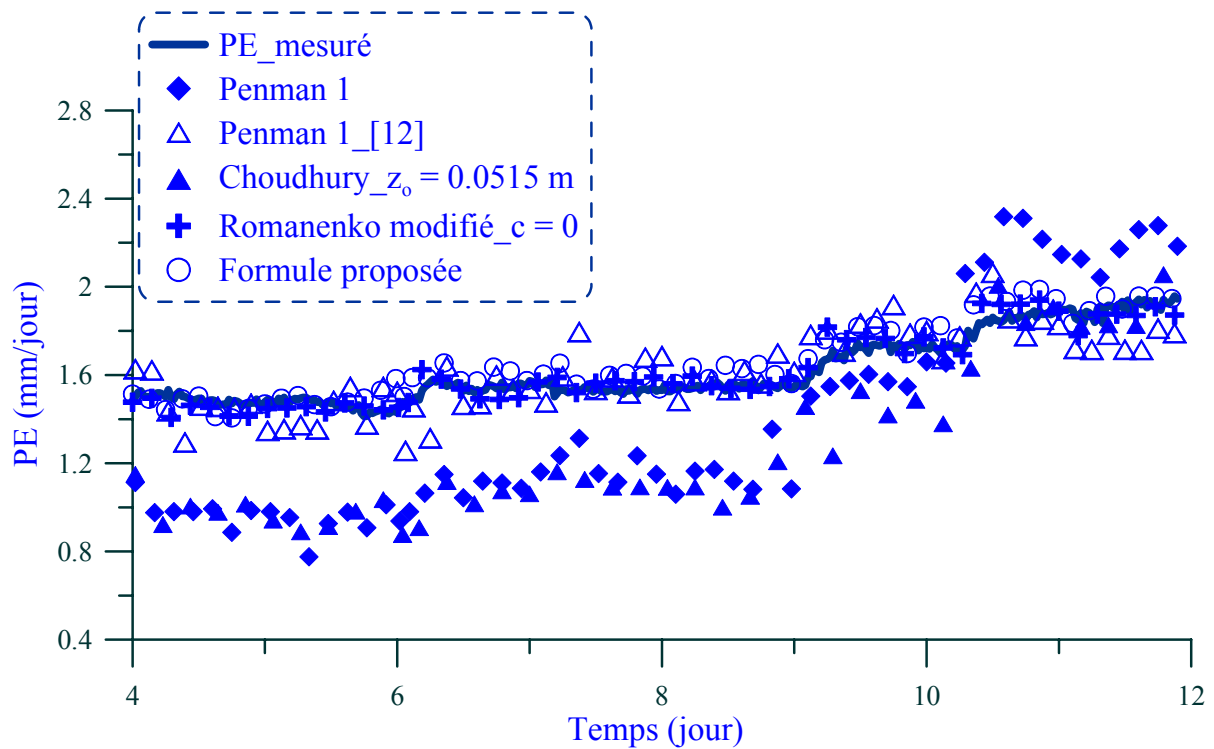


Figure V.26. Comparaison des différentes formules – séchage 2

#### V.8 Validation de la formule développée avec les données existantes dans la littérature

La formule généralisée [V.14] est utilisée pour calculer le taux d'évaporation potentiel pour l'essai wind-tunnel de Wang (2006). L'expérimentation et résultat sont présentés dans le chapitre I. Pour rappel, Wang (2006) étudie le phénomène d'évaporation en faisant varier trois facteurs : la vitesse du vent, le rayonnement et la teneur en eau. L'utilisation des deux mesures à  $u = 0$  et  $u = 10$  m/s permet de déterminer les deux paramètres  $a$  et  $b$  :

$$PE = (0,024 + 0,056u)(1 - h_a) \quad [V.16]$$

On note que ces paramètres sont légèrement différents de ceux déterminés à partir des résultats de la chambre environnementale.

La formule [V.16] est utilisée pour calculer le taux  $PE$  et le résultat est présenté sur la Figure V.27, ensemble avec le  $PE$  mesuré.

La Figure V.27 montre une bonne correspondance entre le  $PE$  calculé et le  $PE$  mesuré avec différentes valeurs de rayonnement. Ce résultat valide ainsi la formule développée dans cette étude.



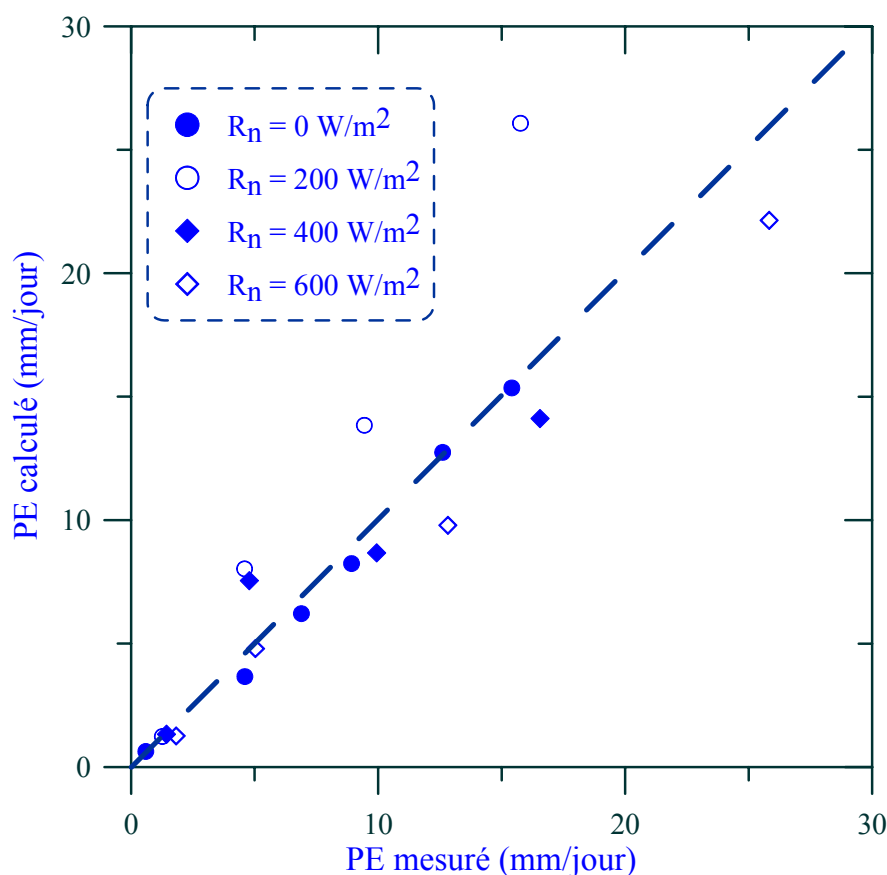


Figure V.27. Validation de la formule développée avec les données de Wang (2006)

## V.9 Conclusions

Dans ce chapitre, les données expérimentales du taux d'évaporation potentiel  $PE$  obtenues lors des deux séchages 1 et 2 sont utilisées pour le développement d'une formule pertinente pour le  $PE$ .

Différentes formules existantes dans la littérature sont d'abord utilisées pour calculer le  $PE$  mais aucune ne donne de résultats satisfaisants. Puis, un travail de calage des paramètres de ces formules est réalisé permettant d'améliorer les résultats. Ces paramètres sont ensuite utilisés pour simuler un essai de séchage différent et les résultats montrent à nouveau les défauts des formules. On en déduit qu'il faut introduire d'autres paramètres liés à la vitesse du vent et à la température.

Différents développements sont ainsi menés : développer une formule dont la température de l'air et du sol et la vitesse du vent sont présentes explicitement ; introduire des termes de température dans la formule de Penman ; étudier le paramètre de puissance et introduire la vitesse du vent dans la formule de Romanenko. Finalement, la formule généralisée [V.14] est proposée qui donne de meilleurs résultats pour la chambre environnementale. De plus, elle est également vérifiée avec les autres résultats trouvés dans la littérature.

Suite à ces analyses, les conclusions suivantes peuvent être tirées.

- La prise en compte explicite de la vitesse du vent est nécessaire pour produire une bonne estimation de  $PE$  surtout dans le cas avec variations importantes de vitesse du vent. Une simple relation linéaire s'avère d'être suffisante.

- Le taux  $PE$  dépend fortement de la température de l'air  $T_a$ , et cette influence peut être considérée dans l'humidité relative de l'air  $h_a$ .
- L'utilisation d'une formule de résistance du type Choudhury-Monteith semble complexe et assez confuse car le choix de  $z_0$  est délicat. De plus, cette formule donne des résultats avec d'importantes fluctuations.
- La formule générale [V.14] est proposée. Cette formule donne de bonnes estimations de  $PE$  dans les deux cas suivants : différentes vitesses du vent et différentes températures. De plus, elle est validée par les résultats de Wang (2006) concernant une expérimentation de wind-tunnel. On utilisera dans le chapitre suivant cette formule pour le calcul du taux  $PE$  pendant les deux derniers séchages, 3 et 4.

## Chapitre VI Développement d'une formule de calcul du taux d'évaporation avec prise en compte de la fissuration

Dans ce chapitre VI, le taux d'évaporation potentiel  $PE$  est d'abord calculé pour le séchage 3 et le séchage 4. Les rapports  $AE/PE$  sont ensuite établis et étudiés. On s'efforce ensuite d'identifier l'effet de la fissuration sur l'évaporation et cet effet est considéré dans le calcul du rapport  $AE/PE$ . Une comparaison est effectuée entre les résultats de calcul avec et sans prise en compte de la fissuration.

La possibilité d'utilisation des profils de succion dans le sol pour déterminer la succion à la surface est ensuite analysée en utilisant les données expérimentales du séchage 3 et du séchage 4.

Finalement, on étudie la possibilité d'utiliser les résultats du séchage 4 en termes de variations de succion et de teneur en eau pour déterminer les profils de succion, la succion à la surface du sol puis le rapport  $AE/PE$  dans le séchage 3.

### VI.1 Evolution du taux $PE$ et des rapports $AE/PE$ du séchage 3 et du séchage 4

La formule [V.15] développée dans le chapitre V est d'abord utilisée pour calculer le taux d'évaporation potentiel  $PE$  pour le séchage 3 et le séchage 4. Ensuite, les rapports  $AE/PE$  sont établis pour ces deux séchages. Les variations de  $AE$ ,  $PE$ ,  $AE/PE$  du séchage 3 et du séchage 4 sont présentées sur la Figure VI.1 et sur la Figure VI.2, respectivement.

On observe une augmentation générale du taux  $PE$  pour les deux séchages. En effet, pour le séchage 4, le taux  $PE$  augmente de 1,7 à 2,5 mm/jour, et celui du séchage 3 augmente de 1,7 à 1,9 mm/jour, l'augmentation du taux  $PE$  du séchage 4 étant plus importante que celle du séchage 3. En fait, cette augmentation est due à la diminution de l'humidité relative de l'air dans la zone proche de la surface du sol,  $h_a$ . Plus la durée du séchage est longue, plus l'humidité relative  $h_a$  est faible (Figure III.19 pour séchage 4 et Figure III.14 pour séchage 3), et plus le taux  $PE$  est grand.

Pour le séchage 4, où la première phase d'évaporation (évaporation maximale) est clairement observée sur l'évolution du taux  $AE$ , on constate également une phase de stabilisation sur le taux  $PE$  qui a la même durée de temps que la première phase du taux  $AE$ . En effet, quand le taux  $AE$  commence à diminuer, l'augmentation du taux  $PE$  débute. Il semble que pendant la phase d'évaporation maximale, un équilibre d'humidité entre le sol et l'air à l'interface est établi et comme il n'y a aucune diminution de l'humidité relative dans l'air (Figure III.19), le taux  $PE$  reste constant.

Les allures des courbes  $AE/PE$  du séchage 3 et du séchage 4 sont similaires à celles de leurs courbes respectives  $AE$ . Néanmoins, on observe une tendance de diminution plus prononcée des courbes  $AE/PE$ . En comparant les courbes  $AE/PE$  entre le séchage 3 et le séchage 4, on observe que la similitude avec le taux  $AE$  est plus nette pour le séchage 4. En fait, l'évolution du rapport  $AE/PE$  se divise clairement en trois phases : stabilisation et proche de 1, diminution et stabilisation à la valeur minimale. Ces trois phases correspondent bien aux trois phases identifiées sur la courbe  $AE$ . D'autre part, pour le séchage 3, on note une grande diminution du rapport  $AE/PE$  à la fin du séchage ( $t = 30$  jours) qui correspond aussi à une chute importante relevée sur l'évolution du taux  $AE$  du séchage 3.

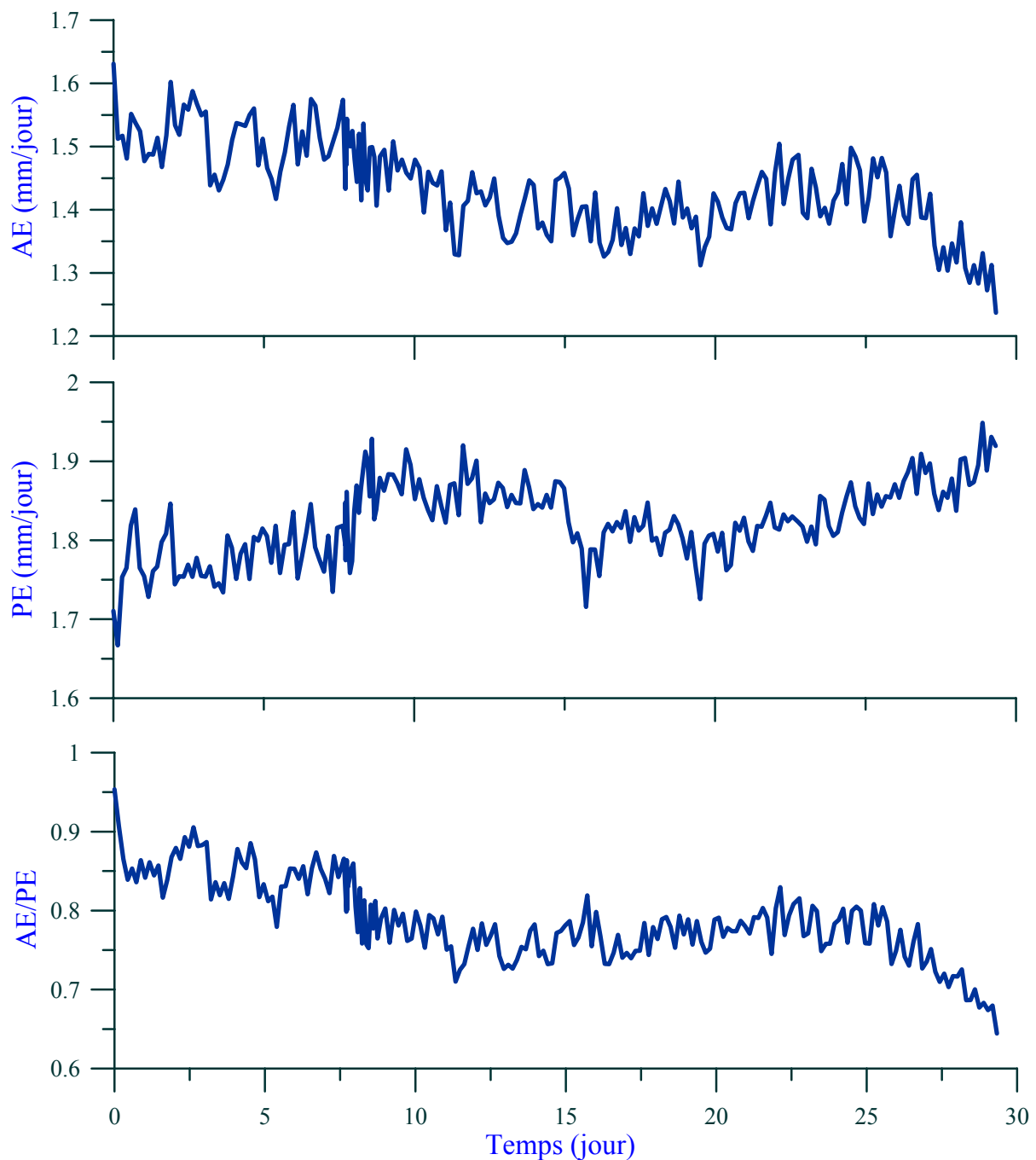


Figure VI.1. Evolutions de  $AE$ ,  $PE$ ,  $AE/PE$  du séchage 3

La diminution plus importante du rapport  $AE/PE$  par rapport à celle du taux  $AE$  correspondant est liée à l'augmentation du taux  $PE$  dans le temps, notamment pour le séchage 4. Pour ce séchage, le taux  $AE$  diminue de 50% : de 1,7 à 0,8 mm/jour, tandis que le rapport  $AE/PE$  diminue de 70% : de 1,0 à 0,3. Il en va de même pour le séchage 3, le taux  $AE$  diminue de 1,6 à 1,3 mm/jour (19%), tandis que le rapport  $AE/PE$  diminue de 0,95 à 0,65 (32%).

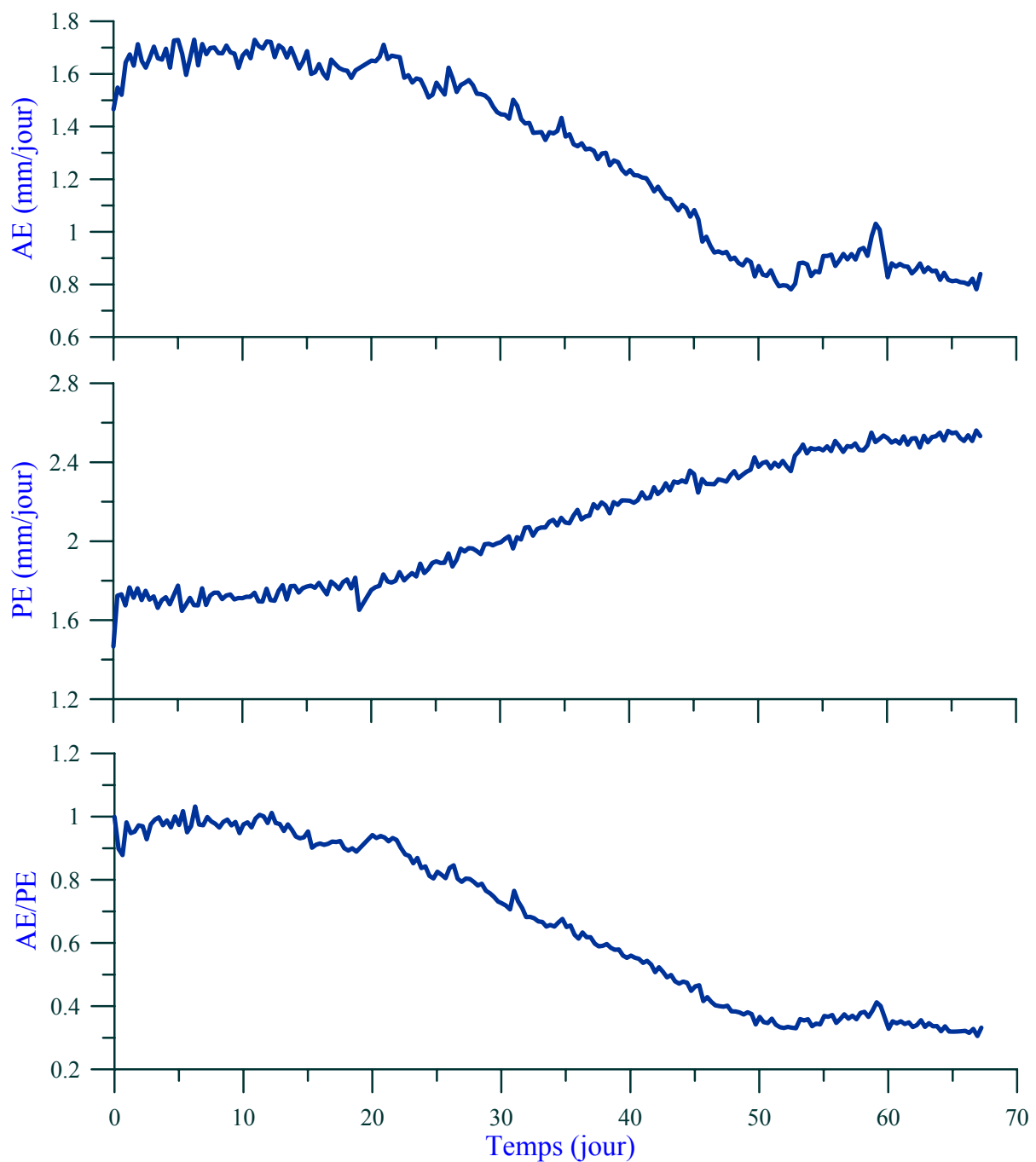


Figure VI.2. Evolutions de  $AE$ ,  $PE$ ,  $AE/PE$  du séchage 4

### VI.2 Prise en compte de la fissuration dans le calcul de l'évaporation

La teneur en eau massique mesurée à la surface du sol à la fin du séchage 4 est de 5% (Figure III.24). Grâce à la courbe de rétention d'eau par la formule de van Genuchten (III.1.3.1), la succion correspondante est déterminée, elle est de 170 MPa qui correspond à une humidité relative de 37% ( $T_s = 30^\circ\text{C}$ ).

Connaissant l'humidité relative de l'air  $h_a$ , le rapport  $AE/PE$  est calculé selon la formule [IV.4] :

$$\frac{AE}{PE} = \frac{h_s - h_a}{1 - h_a} = \frac{0,37 - 0,20}{1 - 0,20} = 0,21$$

Cette valeur est largement inférieure à la mesure du rapport  $AE/PE$  : 0,33 (37% de moins). Cette différence importante est probablement due à la non prise en compte de l'évaporation à partir du réseau de fissures. En effet, les résultats de la littérature (chapitre 1, partie fissuration) ont montré une contribution importante du réseau de fissures au taux d'évaporation global. Cette contribution peut atteindre 30% (Selim et Kirkham 1970), 50% (Kuhn et Zornberg 2006), voire 60% (Ritchie et Adams 1974).

Dans notre étude, à la fin du séchage 4, on a relevé un réseau de fissures ayant des profondeurs variables pouvant atteindre 200 mm et le rapport profondeur/largeur peut atteindre 12 (Figure III.23). Ce réseau de fissures crée en conséquence de nouvelles surfaces évaporatives. Il est clair que plus la surface évaporative totale engendrée par la fissuration est importante, plus la contribution de la fissuration au taux d'évaporation global est importante.

La Figure VI.3 schématise l'évaporation produite à la surface du sol incluant une fissure. Dans la fissure, l'eau s'évapore à partir de la surface interne  $S_{fis}$  ayant une humidité relative moyenne de  $h_{fis}$ . Selon le profil hydrique obtenu à la fin du séchage 4 (Figure III.24), la valeur de  $h_{fis}$  devrait être supérieure à celle de  $h_s$  à la surface du sol non fissurée vu que le sol dans la fissure est plus humide. De plus, l'eau évaporée traverse la face ouverte de la fissure  $S_m$ .

La prise en compte de la contribution de la fissuration dans le taux  $AE$  global à l'aide de la formule [IV.4] demande donc des données sur la largeur, sur la profondeur et sur le profil d'humidité dans le sol et dans l'air de la fissure. Ces données sont en réalité rarement disponibles. Afin de simplifier le calcul, on suppose que l'eau s'évapore à partir d'une surface fictive  $S_m$  ayant une humidité relative fictive  $h_m$ . Comme la surface  $S_m$  est beaucoup plus petite que  $S_f$  et afin de pouvoir reproduire le même taux d'évaporation,  $h_m$  devrait être beaucoup plus grande que  $h_{fis}$  et logiquement beaucoup plus grande que  $h_s$ . Ainsi, on peut supposer :

$$h_m - h_a = (1 + \alpha)(h_s - h_a)$$

Où  $\alpha$  est supposé constant et il est positif.

On suppose ensuite que le réseau de fissures est relativement homogène, c'est-à-dire, la contribution au taux  $AE$  global est égale pour toutes les fissures. Ainsi, le rapport  $AE/PE$  moyenné sur l'ensemble de la surface du sol peut être écrit comme suit :

$$\left(\frac{AE}{PE}\right)_{moyen} = \left(\frac{AE}{PE}\right)_{zone\_non\_fissurée} \times (1 - R_{cs}) + \left(\frac{AE}{PE}\right)_{zone\_fissurée} \times R_{cs}$$

En appliquant la formule [IV.4] pour chaque partie, on obtient :

$$\left(\frac{AE}{PE}\right)_{moyen} = \frac{h_s - h_a}{1 - h_a} \times (1 - R_{cs}) + \frac{h_m - h_a}{1 - h_a} \times R_{cs}$$

$$\left(\frac{AE}{PE}\right)_{moyen} = \frac{h_s - h_a}{1 - h_a} \times (1 - R_{cs}) + \frac{(h_s - h_a) \times (1 + \alpha)}{1 - h_a} \times R_{cs}$$

$$\left(\frac{AE}{PE}\right)_{moyen} = \frac{h_s - h_a}{1 - h_a} \times (1 + \alpha \times R_{cs}) \quad [VI.1]$$

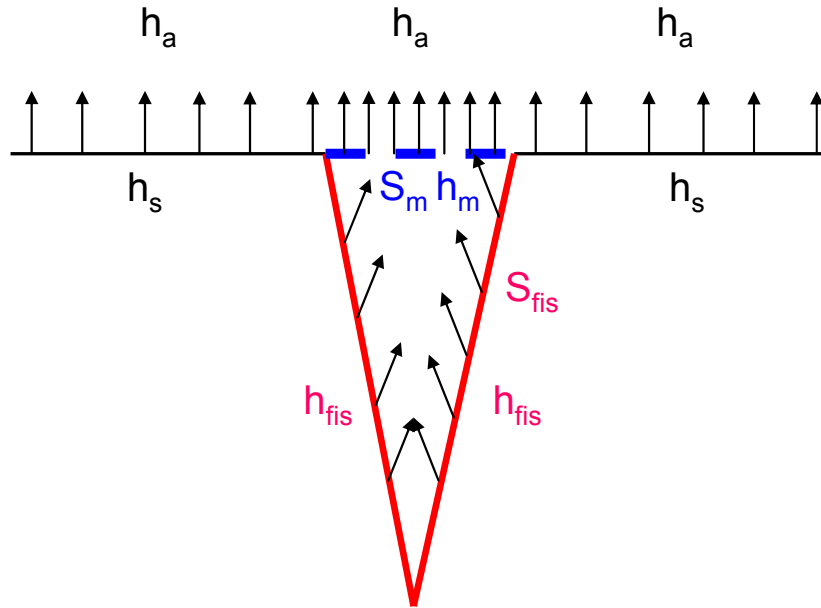


Figure VI.3. Schéma de calcul du taux d'évaporation avec prise en compte de la fissuration

En se basant sur les mesures à la fin du séchage 4 (taux de fissures de 30%), on peut déterminer la valeur de  $\alpha$  : 1,68.

La vérification de cette formule demande la connaissance de la valeur de succion à la surface du sol. Or, elle est mesurée seulement une fois à la fin du séchage 4. Ainsi, dans les prochaines sections, deux méthodes sont proposées pour estimer la succion à la surface : la méthode de profils de succion dans le sol et la méthode de similitude entre les deux séchages 3 et 4.

### VI.3 Utilisation des profils de succion dans le sol

Les suivis de succion pendant le séchage 3 et le séchage 4 sont assurés par les capteurs PT et TS. En réalité, un seul capteur PT à 50 mm de la surface et plusieurs capteurs de TS donnent des réponses significatives. En revanche, les moments de réponse des capteurs TS sont bien dispersés dans le temps.

Afin d'avoir une estimation raisonnable de la succion à la surface du sol, on considère seulement les périodes où les mesures de PT à 50 mm sont disponibles. A noter qu'il s'agit du capteur le plus proche de la surface du sol. Pour le séchage 3, cette période est entre  $t = 20$  et  $t = 30$  jours (Figure III.16) ; pour le séchage 4, cette période est entre  $t = 25$  et  $t = 30$  jours (Figure III.21).

En ce qui concerne les capteurs TS, pour le séchage 3, dans cette période, un seul TS à 200 mm répond (Figure III.16). Pour le séchage 4, deux capteurs donnent des réponses claires dans cette période : TS à 195 mm et TS à 345 mm (Figure III.21).

Dans un premier temps, des profils linéaires entre la succion et la profondeur sont appliqués pour calculer la succion à la surface. Pour le séchage 4, comme deux mesures de TS sont disponibles, deux profils linéaires sont établis. Ces profils comprennent une valeur de TS et une valeur de PS à 50 mm de profondeur.

Dans un deuxième temps, un profil parabolique est utilisé [VI.2].

$$s = az^2 + bz + c \quad [VI.2]$$

Où  $z$  est la profondeur et  $a$ ,  $b$ ,  $c$  sont des constantes à déterminer. En réalité, selon les données expérimentales de Ayad et al. (1997), la succion dans le sol est en bonne relation parabolique avec la profondeur (Figure VI.4). Ce profil sera développé pour le séchage 4 avec deux mesures de TS à 345 mm, de PS à 50 mm et on suppose que la valeur de succion à 600 mm soit nulle. Comme le profil de succion dans le sol évolue dans le temps, chaque jeu des paramètres de PS et de TS détermine un nouveau jeu des paramètres  $a$ ,  $b$ ,  $c$ , donc un nouvel profil et une nouvelle valeur de succion à la surface égale à  $c$ .

Un profil exponentiel peut être également proposé [VI.3]:

$$s = a^{b-z} \quad [VI.3]$$

Où  $z$  est la profondeur,  $a$  et  $b$  sont des paramètres à déterminer. La détermination de ces deux paramètres ne nécessite que deux valeurs de succion dans le sol. Les mesures de TS à 345 mm et de PS à 50 mm sont utilisées à cette fin.

Une fois la succion à la surface est calculée, le taux  $AE/PE$  est d'abord calculé selon la formule [IV.4], c'est-à-dire, sans la prise en compte de la fissuration. Un calcul avec la prise en compte de la fissuration selon la formule [VI.1] est ensuite effectué.

Dans le but de faciliter la présentation des résultats, un récapitulatif des rapports  $AE/PE$  calculés est présenté dans le Tableau VI-1 avec des appellations correspondantes.



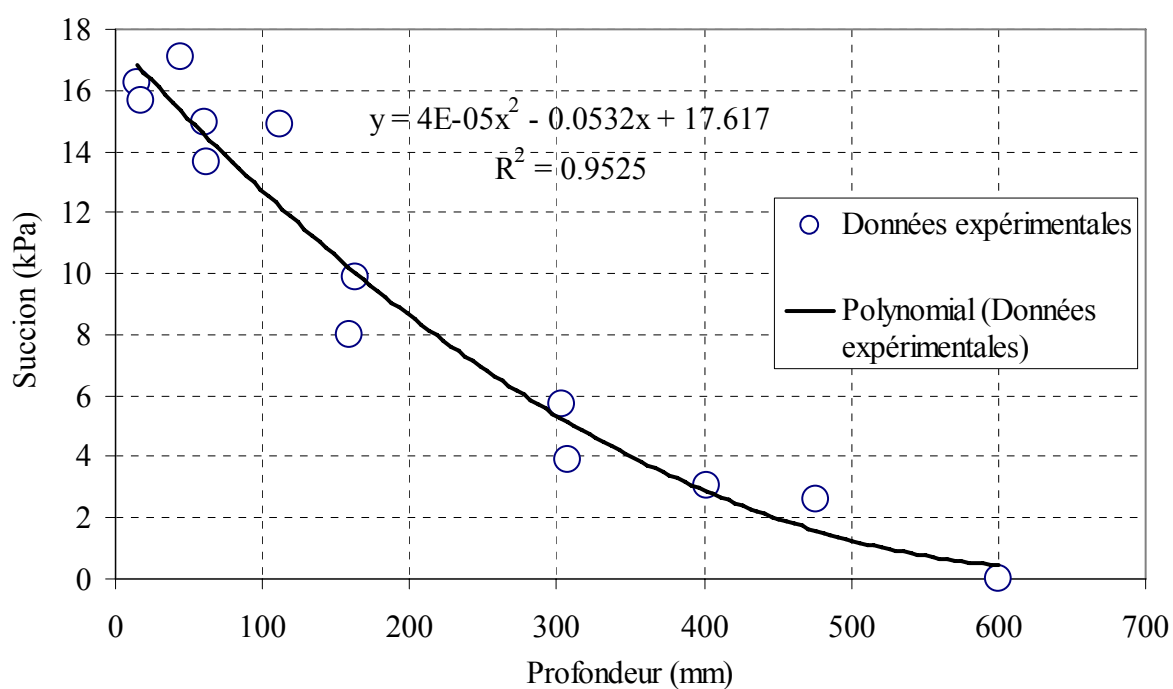


Figure VI.4. Profil de succion type établi à partir des données expérimentales de Ayad et al. (1997)

Tableau VI-1. Récapitulatif des rapports  $AE/PE$  calculés

	$AE/PE$	Type de profil de $s$	Données utilisées	Formule
Séchage 3	Calculé 1a	linéaire	PS à 50 mm, TS à 200 mm	[IV.4]
	Calculé 1b	linéaire	PS à 50 mm, TS à 200 mm	[VI.1]
Séchage 4	Calculé 1a	linéaire	PS à 50 mm, TS à 195 mm	[IV.4]
	Calculé 1b	linéaire	PS à 50 mm, TS à 195 mm	[VI.1]
	Calculé 2a	linéaire	PS à 50 mm, TS à 345 mm	[IV.4]
	Calculé 2b	linéaire	PS à 50 mm, TS à 345 mm	[VI.1]
	Calculé 3a	parabolique	PS à 50 mm, TS à 345 mm	[IV.4]
	Calculé 3b	parabolique	PS à 50 mm, TS à 345 mm	[VI.1]
	Calculé 4a	exponentiel	PS à 50 mm, TS à 345 mm	[IV.4]
	Calculé 4b	exponentiel	PS à 50 mm, TS à 345 mm	[VI.1]

La confrontation entre les rapports  $AE/PE$  calculés et ceux mesurés est présentée sur la Figure VI.5 et la Figure VI.6, respectivement pour le séchage 3 et le séchage 4.

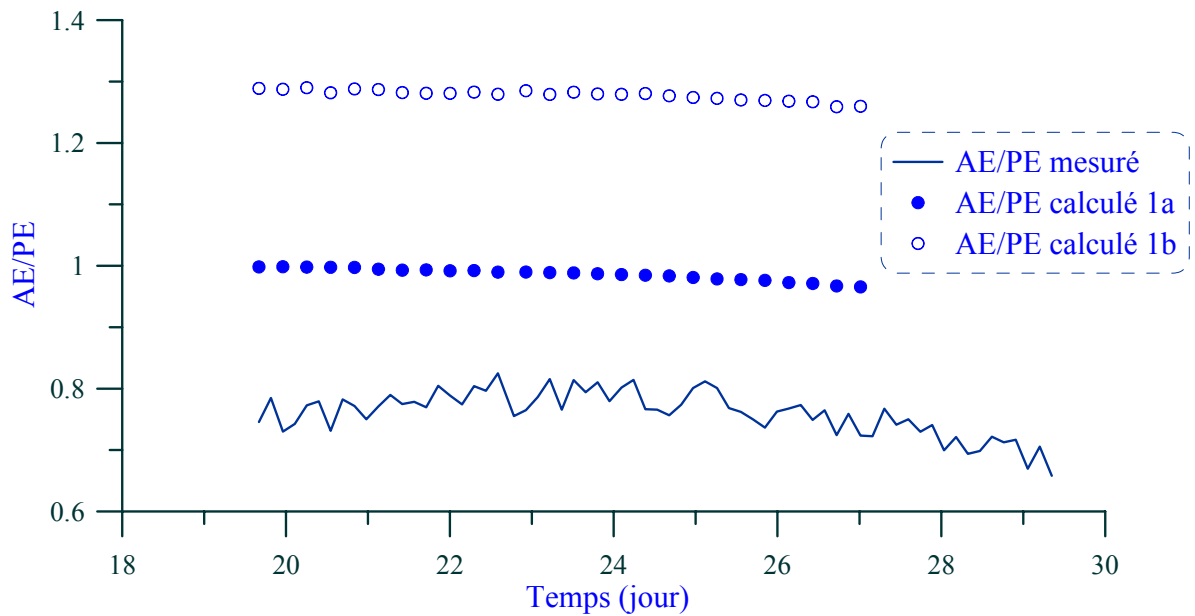


Figure VI.5. Comparaison des rapports  $AE/PE$  du séchage 3

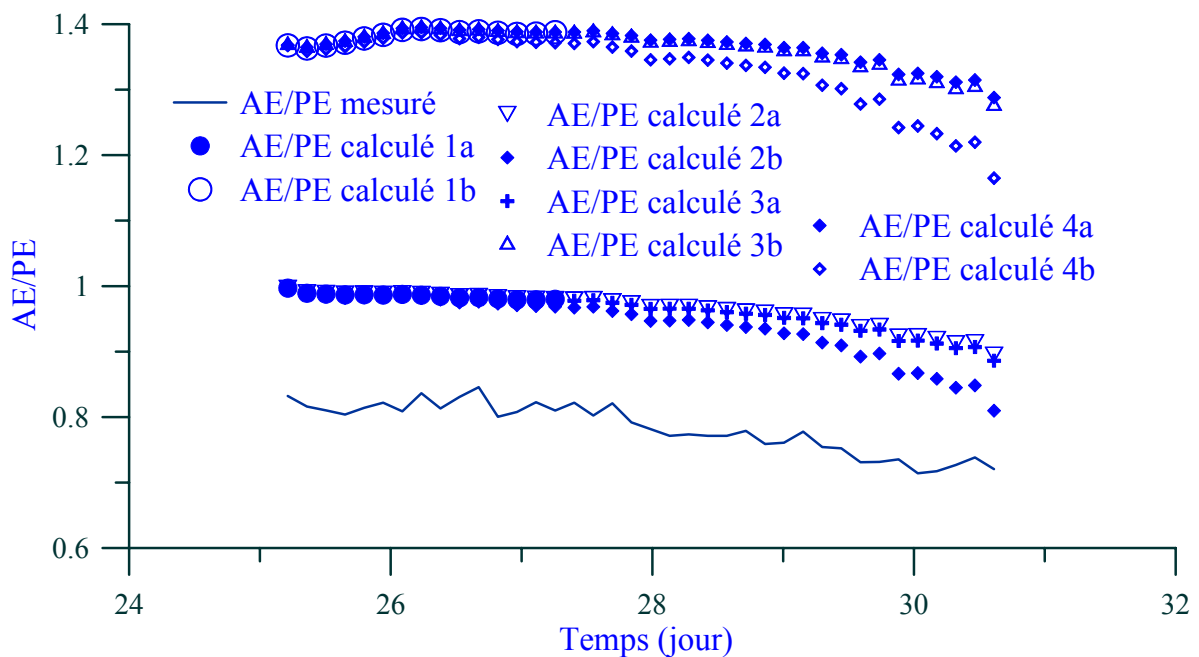


Figure VI.6. Comparaison des rapports  $AE/PE$  du séchage 4

On constate sur toutes ces deux figures un grand écart entre le résultat mesuré et le résultat calculé quand la fissuration n'est pas prise en compte (catégorie a). La prise en compte de la fissuration (catégorie b) ne fait qu'augmenter cet écart.

En outre, une petite différence est observée entre les résultats calculés avec différentes données de succion dans le sol (TS à 195 mm ou à 345 mm) et avec différents profils de succion (linéaire ou parabolique). Néanmoins, une différence significative du résultat obtenu avec un profil exponentiel

de succion peut être observée. Il semble que le profil exponentiel de succion soit plus pertinent que le profil linéaire ou parabolique. Cependant, le résultat calculé grâce à ce profil exponentiel de succion est encore loin des résultats mesurés.

Il est clair que les profils de succion du type linéaire ou parabolique ne permettent pas une bonne estimation de la succion à la surface du sol. Le grand écart entre le résultat mesuré et celui calculé peut être expliqué par une sous-estimation importante de la succion à la surface du sol. En effet, la valeur de succion à la surface doit être beaucoup plus importante que celle à 50 mm de profondeur.

#### VI.4 Utilisation de la similitude du profil de succion entre les deux séchages 3 et 4

##### VI.4.1 Profils de succion

La succion à la surface du sol du séchage 4 peut être calculée en utilisant la formule [VI.1] à partir de l'humidité relative et de la température à la surface du sol. Elle est présentée sur la Figure VI.7, ensemble avec les mesures de succion dans le sol.

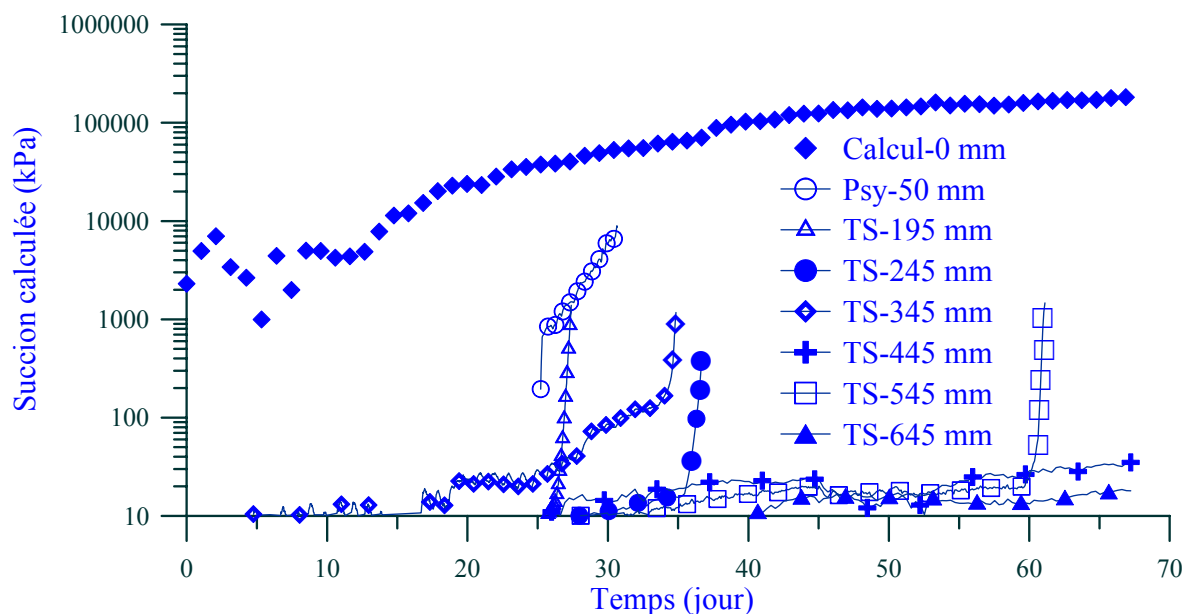


Figure VI.7. Succions du sol du séchage 4

Sur cette figure, on observe une grande différence entre la valeur de succion à la surface du sol et celle dans le sol même à une faible profondeur de 50 mm. En effet, dans la période de  $t = 25$  à  $30$  jours, la succion à 50 mm varie entre 100 et 8 000 kPa, tandis que la succion à la surface augmente de 10 000 et 50 000 kPa. Cette grande différence explique la difficulté rencontrée dans l'estimation de la succion à la surface du sol à partir des mesures de succion dans le sol.

On utilise maintenant les valeurs de succion à 50 mm et à la surface du sol (une valeur par jour, de  $t = 25$  à  $t = 30$  jours) pour établir le profil de succion de 0 à 50 mm pour le séchage 4 (Figure VI.8). Puisque la différence de succion entre ces deux positions est importante, le profil est présenté deux fois avec deux échelles de succion différentes (linéaire et logarithmique) afin de mieux appréhender l'augmentation de chaque valeur. On observe qu'à 50 mm de la surface, la succion

varie entre 100 et 10 000 kPa et à la surface du sol, la succion varie entre 35 000 et 55 000 kPa durant cette période.

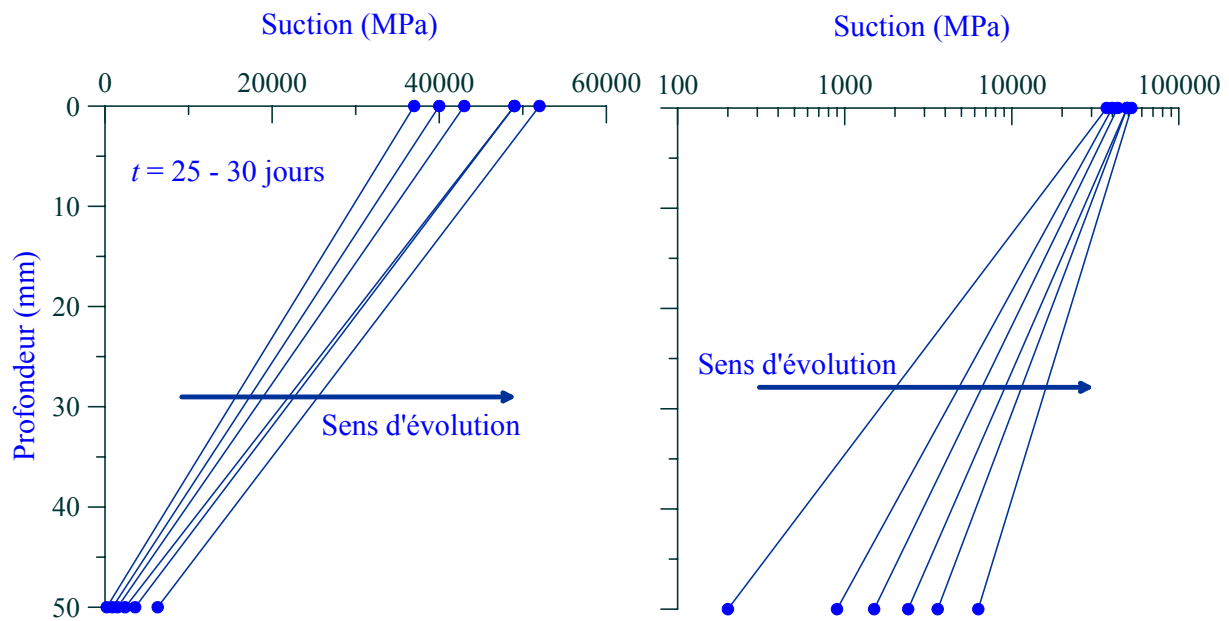


Figure VI.8. Profils de succion du séchage 4

#### VI.4.2 Application du profil de succion du séchage 4 au séchage 3

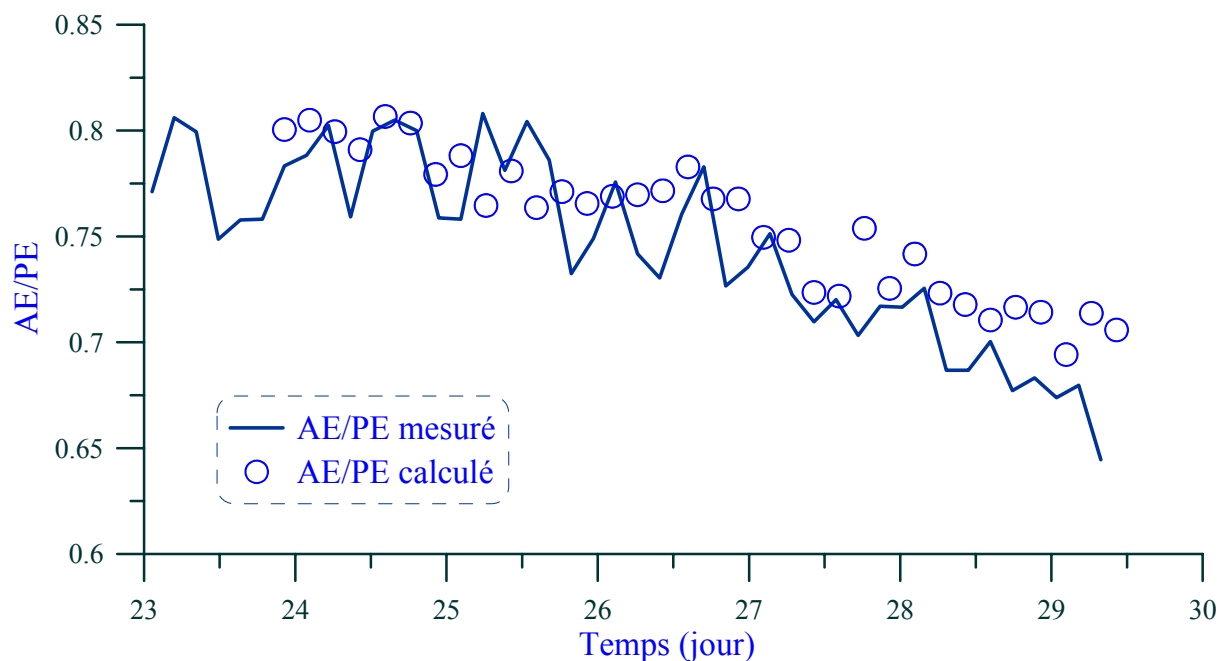


Figure VI.9. Vérification de la formule [VI.1] par les profils de succion

Afin de vérifier la pertinence de cette approche, le profil de succion déterminé pour le séchage 4 est utilisé pour calculer la succion à la surface du sol du séchage 3 dans la période de  $t = 23$  à  $t =$

30 jours. Cette période est choisie car les mesures de PS à 50 mm sont disponibles et la succion relevée varie entre 100 et 2 000 kPa. La valeur de succion estimée à la surface du sol durant cette période varie entre 36 000 et 48 000 kPa. Les valeurs de succion estimées sont utilisées ensuite pour calculer le rapport  $AE/PE$  par la formule [VI.1]. Les résultats de calcul sont confrontés aux résultats de mesure sur la Figure VI.9. On observe sur cette figure un bon accord entre le rapport  $AE/PE$  calculé et celui mesuré sur une durée de 7 jours. En effet, le résultat calculé permet de reproduire de façon satisfaisante la diminution du rapport  $AE/PE$  de 0,82 à 0,70.

Une étude similaire est réalisée avec la teneur en eau volumique. On note que les mesures de teneur en eau volumique sont aussi disponibles à 50 mm de profondeur. La même procédure est suivie et la seule différence avec la méthode précédente réside dans l'utilisation de la courbe de rétention d'eau. La gamme de teneur en eau choisie est de 30 à 40 % car en deçà de 30% de teneur en eau, le capteur TP à 50 mm est exposé à l'air et 40 % correspond à la teneur en eau après la chute importante relevée sur son évolution pendant le séchage 4.

Les résultats calculés sont comparés avec les résultats mesurés sur la Figure VI.10. On constate que les résultats calculés sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés. Cependant, ils ne présentent pas les mêmes allures d'évolution. En effet, les résultats calculés présentent une diminution importante de  $t = 18$  à  $t = 22$  jours, ce qui n'est pas le cas pour les résultats mesurés. La chute importante de teneur en eau au début du séchage 4 pourrait affecter la fiabilité de mesure du capteur TP à 50 mm.

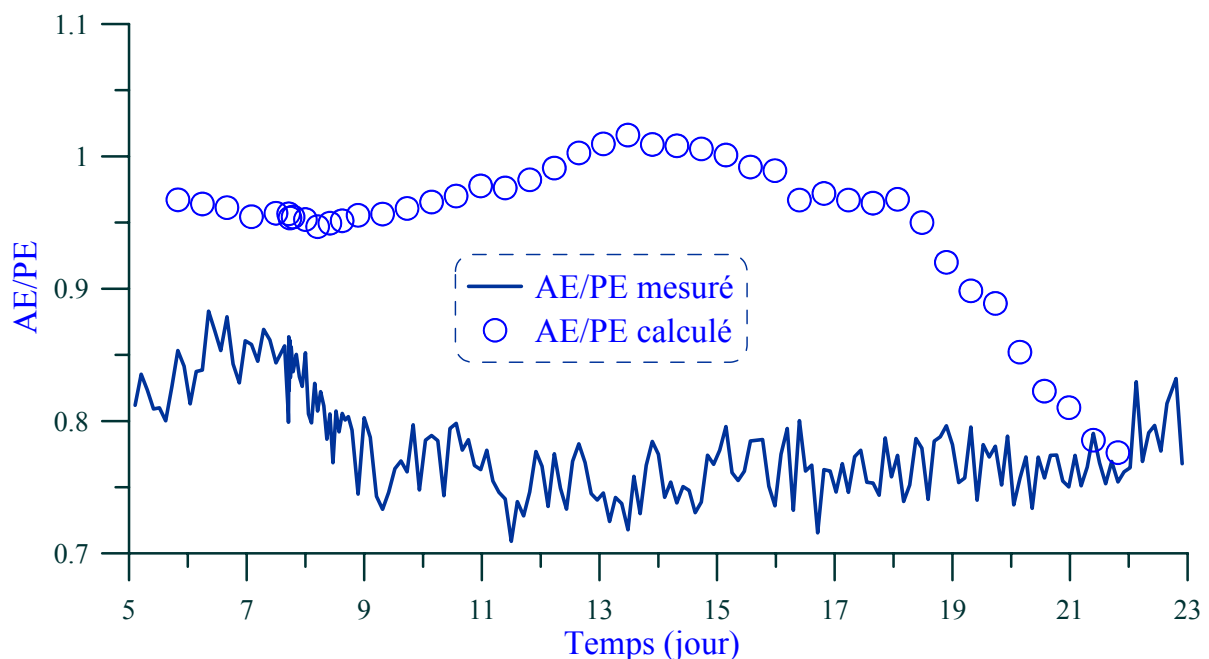


Figure VI.10. Vérification de la formule [VI.1] par les profils de teneur en eau volumique

## VI.5 Discussions et conclusions

Dans ce chapitre, le taux d'évaporation potentiel  $PE$  est calculé et les rapports  $AE/PE$  sont établis pour les séchages 3 et 4. Une formule prenant en compte l'effet de la fissuration sur le taux d'évaporation est développée et ensuite vérifiée.

Cette étude permet de tirer les conclusions suivantes :

- Le taux d'évaporation potentiel  $PE$  augmente en général durant le séchage après une phase de stabilisation au début qui correspond à la phase d'évaporation maximale.
- Le rapport  $AE/PE$  a une évolution similaire au taux  $AE$  mais avec un taux de diminution plus important.
- La non prise en compte de la fissuration peut conduire à une sous-estimation du taux d'évaporation de 30%.
- La valeur de succion à la surface du sol est très supérieure à celle dans le sol, même à 50 mm de profondeur. Ainsi, il est difficile d'utiliser les mesures de succion dans le sol pour estimer celle à la surface quelque soit le type de profil utilisé.
- Les profils de succion établis avec la succion en surface déterminée en utilisant les valeurs d'humidité relative et de température s'avèrent d'être pertinents. Cette méthode permet en effet de valider la formule proposée. En revanche, l'utilisation des profils de teneur en eau volumique ne permet pas cette validation. Ceci résulte probablement du problème de fiabilité des mesures de teneur en eau volumique sachant qu'une chute de teneur en eau est observée au début du séchage 4.
- Un seul taux de fissures  $R_{cs}$  semble suffisant pour représenter l'effet de la fissuration sur le taux d'évaporation car la validation de la formule [VI.1] est réalisée sur une durée où  $R_{cs}$  et  $L_p$  ont un taux d'augmentation important. Ceci est possible grâce à la similitude observée entre les évolutions de  $R_{cs}$  et de  $L_p$ . Finalement,  $\alpha$  est une constante tout au long du séchage.

## CONCLUSION GENERALE

L'interaction sol-atmosphère a été étudiée dans ce travail à l'aide de la chambre environnementale développée. L'accent a été mis sur la méthode d'estimation du taux d'évaporation.

On a commencée par une étude bibliographique qui a montré l'enjeu important lié à la sécheresse au niveau économique et scientifique. Cette étude a mis également en évidence l'interaction complexe entre l'évaporation et les différents paramètres du sol et de l'air comme la teneur en eau, la succion, la température, la vitesse du vent, l'humidité relative, le rayonnement, la couleur du sol, la fissuration etc. De plus, cette interaction évolue : au début, pendant la phase d'évaporation maximale, les conditions atmosphériques jouent le rôle prépondérant par rapport aux propriétés du sol. Pendant les deux phases suivantes : une phase de diminution rapide du taux d'évaporation et une phase de stabilisation, c'est plutôt les propriétés du sol qui contrôlent le taux d'évaporation.

Un grand nombre d'approches a été proposé dans le passé pour la description de l'évaporation. Cependant on voit que ces approches sont soit difficiles à appliquer faute de données (bilan d'eau et bilan d'énergie), soit mal fondées physiquement. Par conséquent, elles conduisent souvent à des pratiques confuses et arbitraires comme c'est le cas de l'approche aérodynamique.

Comme l'utilisation de la succion s'avère physiquement plus logique et permettrait un champ d'application plus large, une approche basée sur la succion a été développée dans ce travail. Une chambre environnementale a été mise au point afin de guider, de développer et de valider l'approche théorique. Il s'agit d'un dispositif important avec un massif d'environ  $1 \text{ m}^3$  d'argile verte de Romainville compactée. Près de cent capteurs ont été employés permettant le suivi complet des paramètres du sol (la succion, la teneur en eau, l'humidité relative, la température, le gonflement de la surface, la fissuration) et de l'air (l'humidité relative, la température, la vitesse du vent).

Avec la chambre environnementale, on a réalisé une phase d'humidification suivie d'une phase de séchage. Quatre essais de séchage ont été effectués afin d'étudier différents paramètres intervenant dans le processus d'évaporation.

La phase d'humidification a nécessité une longue période de 338 jours. Les résultats obtenus ont montré une bonne performance des capteurs utilisés. Comme le sol est passé d'un état très sec à un état humide voire un état saturé, il était nécessaire, pour le suivi de la succion, d'avoir des capteurs avec des gammes de mesure complémentaire comme l'hygromètre, le psychromètre et le tensiomètre. En utilisant les données de la phase d'humidification, la conductivité hydraulique en fonction de la succion et la courbe de rétention d'eau ont été déterminées. La conductivité hydraulique de l'argile verte est très faible, de  $10^{-14} \text{ m/s}$  pour une succion forte de 100 MPa et de  $10^{-11} \text{ m/s}$  pour une succion faible de 1 MPa. Cette faible valeur de conductivité hydraulique explique la longue durée de cette phase. De plus, on a constaté une bonne concordance entre la courbe de rétention d'eau ainsi obtenue sur l'argile verte compactée et la courbe obtenue sur l'argile verte de Romainville intacte. Ce résultat a permis de construire la courbe de rétention d'eau sur une large gamme de succion.

La phase de séchage a été réalisée en faisant varier la température et la vitesse du vent ainsi que la durée de l'essai. L'air imposé étant très sec à l'entrée, les séchages ont été intensifiés. La température dans la chambre environnementale a atteint  $33^\circ\text{C}$  pour une longue durée, ce qui correspond à une haute température relevée en France dans les périodes de sécheresse. D'autre part, la vitesse du vent est de l'ordre de  $0,5 \text{ m/s}$ , ce qui correspond à un niveau moyen en France.

La méthode de calcul du taux d'évaporation a été validée par trois méthodes différentes : bilan de vapeur d'eau, bilan d'énergie et repères sur les parois. Le taux d'évaporation obtenu est comparable avec plusieurs résultats trouvés dans la littérature. Une première analyse a montré que ce taux est proportionnel à la température et à la vitesse du vent.

L'évaporation consomme de l'eau et de l'énergie à la surface du sol. En effet, on a constaté des gradients importants de teneur en eau et de température dans la zone proche de la surface du sol.

La bonne performance du système d'imagerie a permis un suivi fin de la fissuration jusqu'à 1 mm. Les évolutions des deux paramètres caractérisant la fissuration, le taux de fissures et la largeur pondérée, ont une allure similaire à celle de l'évolution du taux d'évaporation avec trois phases distinctes, mais avec des moments de passages de phase différents.

Durant la phase d'humidification et la phase de séchage, on a constaté un effet de bord important à travers le gonflement du sol à la surface, le profil de température, le profil de teneur en eau et la fissuration. En effet, le gonflement au milieu de la surface est deux fois plus important que celui aux bords.

Afin de mener à bien l'exploitation du grand volume des données expérimentales obtenues, un développement théorique pour la détermination du taux d'évaporation a été réalisé en utilisant la succion comme paramètre physique. Cette étude a confirmé la relation exponentielle entre le rapport  $AE/PE$  et la succion à la surface du sol. De plus, cette relation est indépendante du type de sol. On a montré également un effet non négligeable du gradient de température de l'air proche de la surface et du vent sur ce rapport  $AE/PE$ .

L'estimation du taux d'évaporation réel  $AE$  à travers le rapport  $AE/PE$  nécessite logiquement la connaissance du taux  $PE$ . Différentes formules existantes dans la littérature ont été analysées mais aucune n'a donné une réponse satisfaisante. Une nouvelle formule a été ainsi développée et qui a permis de décrire le taux  $PE$  convenablement. La pertinence de cette formule a été également vérifiée par d'autres résultats expérimentaux dans la littérature. L'aboutissement de cette formule a montré l'importance de la prise en compte de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité relative sachant que l'effet de la température est considéré implicitement dans l'humidité relative de l'air.

Le calcul du taux d'évaporation potentiel  $PE$  pour les séchages 3 et 4 a montré une augmentation du taux  $PE$  après une phase de stabilisation au début. Cette augmentation est expliquée par la diminution de l'humidité relative de l'air.

Le rapport  $AE/PE$  a été établi et étudié. On a constaté une similitude entre l'évolution de ce rapport et l'évolution de  $AE$ . En effet, le rapport  $AE/PE$  présente aussi trois phases avec cependant une diminution plus rapide pour les deux dernières phases par rapport au taux  $AE$ .

On a constaté que la non prise en compte de la fissuration peut conduire à une sous estimation de 30% pour le taux  $AE$ . De plus, la bonne estimation du taux d'évaporation du séchage 3 pendant la période de fissuration importante a montré que l'introduction du taux de fissures seul pour la prise en compte de la fissuration dans l'estimation du taux d'évaporation est suffisante.

L'utilisation du profil de succions dans le sol pour estimer la succion à la surface s'est avérée délicate en raison d'une différence importante entre la succion à la surface et la succion dans le sol,



même à 50 mm de profondeur. En revanche, l'utilisation de la similitude des profils de succions entre différents séchages s'est avérée pertinente et a permis de valider le développement théorique.

## Références

- Abduljawwad, S. N., Al-Sulaimani, G. J., Basunbul, I. A., et Al-Buraim, I., 1998, "Laboratory and field studies of response of structures to heave of expansive clay," *Geotechnique*, Vol. 48, No. 1, pp. 103-121.
- Adams, J. E., et Hanks, R. J., 1964, "Evaporation from soil shrinkage cracks," *Soil Science Society of America Proceeding*, Vol. 28, pp. 281-284.
- Aluwihare, S., et Watanabe, K., 2003, "Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance," *Journal of Environmental Engineering-Asce*, Vol. 129, No. 12, pp. 1157-1168.
- Alvenas, G., et Jansson, P. E., 1997, "Model for evaporation, moisture and temperature of bare soil: calibration and sensitivity analysis," *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 88, No. 1-4, pp. 47-56.
- Andraski, B. J., et Scanlon, B. R. (2002). "Thermocouple psychrometry." *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods*, J. H. Dane et G. C. Topp, eds., Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 609-642.
- Audiguier, M., Geremew, Z., Laribi, S., et Cojean, R., 2007, "Laboratory characterization of clayed soils to shrinkage-swelling susceptibility," *Revue française de géotechnique*, Vol. 120 - 121, No. 3 - 4, pp. 67-82.
- Ayad, R., Konrad, J. M., et Soulie, M., 1997, "Desiccation of a sensitive clay: application of the model CRACK," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 34, No. 6, pp. 943-951.
- Bertin, M., Faroux, J.-P., et Renaul, J., 1976, "*Cours de physique \_ Thermodynamique*," Dunod, pp. 324.
- Blight, G. E., 1997, "Interactions between the atmosphere and the earth," *Geotechnique*, Vol. 47, No. 4, pp. 715-766.
- Bowen, I. S., 1926, "The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface," *Physical Review*, Vol. 27, No. 6, pp. 779.
- Bradley, E. F., 1968, "A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by a change in surface roughness," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 94, No. 401, pp. 361-379.
- Bruckler, L., Bertuzzi, P., Angulo-Jaramillo, R., et Ruy, S., 2002, "Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory," *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 66, No. 2, pp. 384-395.
- Brutsaert, W., 1988, "*Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*," D. Reidel Publishing Company, pp. 299.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., et Bradley, E. F., 1971, "Flux- profile relationships in the atmospheric surface layer," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 28, No. 2, pp. 181-189.

- CALEX. (2008). "Pyropen D: Handheld infrared thermometer." Manuel d'utilisation, [www.calex.co.uk](http://www.calex.co.uk) (4 Septembre 2009) pp. 9.
- Camillo, P. J., et Gurney, R. J., 1986, "A resistance parameter for bare-soil evaporation models," *Soil Science*, Vol. 141, No. 2, pp. 95-105.
- Camillo, P. J., Gurney, R. J., et Schmugge, T. J., 1983, "Soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies," *Water Resources Research*, Vol. 19, No. 2, pp. 371-380.
- Cellier, P., Richard, G., et Robin, P., 1996, "Partition of sensible heat fluxes into base soil and the atmosphere," *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 82, No. 1-4, pp. 245-265.
- Chamberlain, A. C., 1966, "Transport of gases to and from grass and grass-like surfaces," *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 290, No. 1421, pp. 236-265.
- Chanzy, A., et Bruckler, L., 1993, "Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation," *Water Resources Research*, Vol. 29, No. 4, pp. 1113-1125.
- Charnock, H., 1955, "Wind stress on a water surface," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 81, No. 350, pp. 639-640.
- Charnock, H., 1958, "A note on empirical wind-wave formulae," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 84, No. 362, pp. 443-447.
- Chiu, T.-F., et Shackelford, C. D., 1998, "Unsaturated hydraulic conductivity of compacted sand-kaolin mixtures," *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 124, No. 2, pp. 160-170.
- Choudhury, B. J., et Monteith, J. L., 1988, "A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 114, No. 480, pp. 373-398.
- Cojean, R., Audiguier, M., Geremew, Z., Laribi, S., Thénevin, I., Cui, Y. J., Tang, A. M., Ta, A. N., J.-V., H., Taillefer, N., Deffontaines, B., Kaveh, F., et Fruneau, B. (2009). "Rapport collectif coordonné par Cojean R., en partenariat entre Armines-Mines ParisTech / Centre de Géosciences, l'Ecole des Ponts ParisTech / UR Navier - Géotechnique, le CSTB et UPE-MLV/OTIG. Rapport de synthèse final du projet "Aléa et risque sécheresse" - Projet Fondation MAIF." *R090130RCOJ*, Centre de Géosciences, Mines ParisTech, Fontainebleau, France. Rapport. pp. 423.
- Comet. (2008). "T3111 Transmitters : Programmable transmitter of temperature, relative humidity and other derived humidity values with 4-20 mA outputs. Instruction Manual." Manuel d'utilisation, <http://www.cometsystem.cz/english/manuals/ie-snc-t3111.pdf> (4 Septembre 2009) pp. 8.
- Correge. (2008). "Thermosonde à câble à résistance platine." Manuel d'utilisation, <http://www.correge.fr/thermosonde-cable.html> (4 Septembre 2009).

- Cui, Y.-J., et Zornberg, J. G., 2008, "Water balance and evapotranspiration monitoring in geotechnical and geoenvironmental engineering," *Geotechnical and Geological Engineering*, Vol. 26, No. 6, pp. 783-798.
- Cui, Y. J., Lu, Y. F., Delage, P., et Riffard, M., 2005, "Field simulation of in situ water content and temperature changes due to ground-atmospheric interactions," *Geotechnique*, Vol. 55, No. 7, pp. 557-567.
- Cui, Y. J., Mantho, A.-T., Cui, K., et Audiguier, M., 2006, "Water retention properties and volume change behaviour of natural romainville clay," *Fourth International Conference on Unsaturated Soils (UNSAT'2006)*, Carefree, AZ, United States, éd. par G. A. Miller, C. E. Zapata, S. L. Houston, et D. G. Fredlund, American Society of Civil Engineers, Reston, VA 20191-4400, United States, pp. 873-882.
- Cui, Y. J., Tang, A. M., Loiseau, C., et Delage, P., 2008a, "Determining the unsaturated hydraulic conductivity of a compacted sand-bentonite mixture under constant-volume and free-swell conditions," *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 33, No. SUPPL 1, pp. 462-471.
- Cui, Y. J., Tang, A. M., Mantho, A. T., et De Laure, E., 2008b, "Monitoring field soil suction using a miniature tensiometer," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 31, No. 1, pp. 95-100.
- Cui, Y. J., Yahia-Aissa, M., et Delage, P., 2002, "A model for the volume change behavior of heavily compacted swelling clays," *Engineering Geology*, Vol. 64, No. 2-3, pp. 233-250.
- Dalton, J., 1802, "Experimental Essays on the Constitution of Mixed Gases: On the Force of Steam or Vapor from Water or Other Liquids in Different Temperatures, Both in a Torricelli Vacuum and in Air; on Evaporation; and on Expansion of Gases by Heat," *Manchester Literary Philosophical Society Mem.*, pp. 536-602.
- Daniel, D. E., 1982, "Measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soils with thermocouple psychrometers," *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 46, No. 6, pp. 1125-1129.
- de Vries, D. A. (1963). "Thermal properties of soils." Physics of plant environment, North-holland publishing company, Amsterdam, pp. 210-235.
- de Vries, D. A., 1987, "Theory of heat and moisture transfert in porous media revisited," *International Journal of Heat and Mass Transfer*, Vol. 30, No. 7, pp. 1343-1350.
- Deacon, E., 1973, "Geostrophic drag coefficients," *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 5, No. 3, pp. 321-340.
- DECAGON. (2007). "ECH2O-TE/EC-TM water content, EC and temperature sensors." Operator's Manual, [http://www.decagon.com/ag\\_research/soil/5te.php](http://www.decagon.com/ag_research/soil/5te.php) (4 Septembre 2009) pp. 38.
- Delage, P., Howat, M. D., et Cui, Y. J., 1998, "The relationship between suction and swelling properties in a heavily compacted unsaturated clay," *Engineering Geology*, Vol. 50, No. 1-2, pp. 31-48.

- Delta-T. (1999). "ThetaProbe Soil Moisture Sensor \_ type ML2x \_ User Manual." Manuel d'utilisation, <http://www.delta-t.co.uk/products.html?product2005092818876> (4 Septembre 2009) pp. 22.
- FGP\_Sensors\_Instrumentation. (2004). "Modèle DX20EL Capteur de déplacement LVDT." Manuel d'utilisation, [www.fgp-instrumentation.com](http://www.fgp-instrumentation.com) (4 Septembre 2009) pp. 3.
- Fichtl, G. H., et McVehil, G. E., 1970, "Longitudinal and lateral spectra of turbulence in the atmospheric boundary layer at the Kennedy space center," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 9, No. 1, pp. 51-63.
- Fitzgerald, D., 1886, "Evaporation," *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, Vol. 98(HY12), pp. 2073-2085.
- Frelin, M., 1998, "Caractéristiques des fluides," *Techniques de l'Ingénieur*, pp. 24.
- Gao, Y.-B. (2006). "From meteorological data to the predication of embankment stability." CERMES, Paris. Rapport. pp. 57.
- Garratt, J. R., 1978, "Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 104, No. 440, pp. 491-502.
- Gaskin, G. J., et Miller, J. D., 1996, "Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique," *Journal of Agricultural Engineering Research*, Vol. 63, No. 2, pp. 153-159.
- Geremew, Z., Audiguier, M., et Cojean, R., 2008, "Comportement de sols argileux soumis à des sollicitations hydriques cycliques," *International Symposium Drought and Constructions*, Paris, 1 - 3 September 2008, éd. par J. P. Magnan, R. Cojean, Y. J. Cui, et P. Mestat, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), pp. 245-256.
- Harbeck, G. E., Kohler, M. A., Koberg, G. E., et others, a., 1954, "*Water loss investigations, Lake Hefner studies*," US Government Printing Office, Washington, D.C.
- Harbeck, G. E., Kohler, M. A., Koberg, G. E., et others, a., 1958, "*Water loss investigations, Lake Mead studies*," US Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 100.
- Hayes, M. J., Svoboda, M. D., Knutson, C. L., et Wilhite, D. A., 2004, "Estimating the economic impacts of drought," Seattle, WA., United states, American Meteorological Society, pp. 5241-5243.
- Hillel, D., 1975, "Simulation of evaporation from bare soil under steady and diurnally fluctuating evaporativity," *Soil Science*, Vol. 120, No. 3, pp. 230-237.
- Hillel, D., 1980, "*Applications of soil physics*," Academic press, New York, pp. 385.
- Hillel, D. (2004). "Evaporation from bare soil and wind erosion." Introduction to environmental soil physics, Elsevier, ed., pp. 337-361.
- Horton, R. E., 1971, "Rainfall interception," *Month. Weather Rev.*, Vol. 47, No. 9, pp. 603-623.

- Idso, S. B., 1981, "A set of equations for full spectrum and 8-Mu-M to 14-Mu-M and 10.5-Mu-M to 12.5-Mu-M thermal-radiation from cloudless skies," *Water Resources Research*, Vol. 17, No. 2, pp. 295-304.
- Jackson, R. D., 1973, "Diurnal changes in soil water content during drying," *Field soil water regime*, Vol. 33, pp. 37-55.
- Jame, Y. W. (1977). "Heat and mass transfer in freezing soil," Thèse, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- Kasahara, A., et Washington, W. M., 1971, "General circulation experiments with a six-layer NCAR model, Including orography, cloudiness and surface temperature calculations," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 28, No. 5, pp. 657-701.
- Kim, D. J., Jaramillo, R. A., Vauclin, M., Feyen, J., et Choi, S. I., 1999, "Modeling of soil deformation and water flow in a swelling soil," *Geoderma*, Vol. 92, No. 3-4, pp. 217-238.
- Kimball, B. A., Jackson, R. D., Reginato, R. J., Nakayama, F. S., et Idso, S. B., 1976, "Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes," *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 40, No. 1, pp. 18-25.
- Kizito, F., Campbell, C. S., Campbell, G. S., Cobos, D. R., Teare, B. L., Carter, B., et Hopmans, J. W., 2008, "Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor," *Journal of Hydrology*, Vol. 352, No. 3-4, pp. 367-378.
- Kohsiek, W., 1981, "A rapid-circulation evaporation chamber for measuring bulk stomatal-resistance," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 20, No. 1, pp. 42-52.
- Kondo, J., 1962, "Observations on wind and temperature profiles near the ground," *Sci. Rep. Tohoku Univ. (Sendai, Japan)*, Vol. Ser. 5, No. Geophys. 14, pp. 41-56.
- Kondo, J., Saigusa, N., et Sato, T., 1990, "A parameterization of evaporation from bare soil surfaces," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 29, No. 5, pp. 385-389.
- Kondo, J., Saigusa, N., et Sato, T., 1992, "A model and experimental-study of evaporation from bare-soil surfaces," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 31, No. 3, pp. 304-312.
- Konstantinov, A. R., 1968, "*Evaporation in nature*," Leningrad.
- Krischer, O., et Rohnlalter, H., 1940, "*Wärmeleitung und Dampf diffusion in feuchte Gutern*," V.D.I. Forschungsheft, pp. 402.
- Kröhn, K.-P., 2003, "Results and interpretation of bentonite resaturation experiments with liquid water and water vapour," *From Experimental Evidence towards Numerical Modeling of Unsaturated Soils*, Weimar, Germany, September 18–19, 2003, éd. par T. Schanz, pp. 257-272.
- Kuhn, J. A., et Zornberg, J. G. (2006). "Field suction and effect of cracking in highly plastic clay." Austin. Rapport. pp. 176.

- Kuriyan, S. J., et Singh, D. N., 2003, "Estimation of unsaturated hydraulic conductivity using soil suction measurements obtained by an insertion tensiometer," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 40, No. 2, pp. 476-483.
- Kuzmin, P. O., 1957, "Hydrophysical investigations of land waters," *Int. Assoc. Sci. Hygrol. Publ.*, Vol. 3, pp. 468-478.
- Lakshmikantha, M. R. (2009). "Experimental and theoretical analysis of cracking in drying soils," Thèse: Mécanique, Universitat politechnica de catalunya, Barcelona pp. 390.
- Lal, R., et Shukla, M. K., 2004, "*Principles of Soil Physics* " Marcel Dekker, Inc., NewYork, Basel, pp. 699.
- Laribi, S., Audiguier, M., et Cojean, R., 2008, "Assessing shrink/swell properties of two argillaceous soils from the Paris Basin: A comparison of cation exchange determination methods," *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Vol. 67, No. 3, pp. 415-424.
- Lautenbacher, C. C., 2005, "From information to action: The global earth observation system of systems," San Diego, CA, United states, American Meteorological Society, pp. 37-61.
- Lemaire, T., Moyne, C., et Stemmelen, D., 2004, "Imbibition test in a clay powder (MX-80 bentonite)," *Applied Clay Science*, Vol. 26, No. 1-4 SPEC ISS, pp. 235-248.
- Liebenthal, C., et Foken, T., 2007, "Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux," *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 88, No. 1-2, pp. 43-56.
- Lloret, A., Villar, M. V., Sanchez, M., Gens, A., Pintado, X., et Alonso, E. E., 2003, "Mechanical behaviour of heavily compacted bentonite under high suction changes," *Geotechnique*, Vol. 53, No. 1, pp. 27-40.
- Loiseau, C., Cui, Y. J., et Delage, P., 2002, "The gradient effect on the water flow through a compacted swelling soil," *Proc. 3rd Int. Conf. on Unsaturated Soils (UNSAT 2002)*, Recife, Brazil, éd. par J. F. T. Jucá, T. M. P. de Campos, et F. A. M. Marinho, Lisse: Swets & Zeitlinger, pp. 395-400.
- Lukangu, G., Savage, M. J., et Johnston, M. A., 1999, "Use of sub-hourly soil water content measured with a frequency-domain reflectometer to schedule irrigation of cabbages," *Irrigation Science*, Vol. 19, No. 1, pp. 7-13.
- Lutron\_lts. (2007). "Hot wire anemometer." Manuel d'utilisation, [www.lutron.com.tw](http://www.lutron.com.tw) (4 Septembre 2009) pp. 11.
- Mahfouf, J. F., et Noilhan, J., 1991, "Comparative-study of various formulations of evaporation from bare soil using insitu data," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 30, No. 9, pp. 1354-1365.
- Mantho, A. T. (2005). "Echanges sol-atmosphère. Application à la sécheresse," Thèse: Geotechnique, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris pp. 250.

- McMillan. (2008). "Model S-110 Turbine Flo-Meter \_ Ryton® turbine-based gas flow meter with integrated display for flow rates up to 500 L/minute." <http://www.arpltd.com/flow.htm>.
- Meerdink, J. S., Benson, C. H., et Khire, M. V., 1996, "Unsaturated hydraulic conductivity of two compacted barrier soils," *Journal of Geotechnical Engineering-Asce*, Vol. 122, No. 7, pp. 565-576.
- Meyer, A. F., 1915, "Computing runoff from rainfall and other physical data," *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, Vol. 79, pp. 1055-1155.
- Miller, C. J., Mi, H., et Yesiller, N., 1998, "Experimental analysis of desiccation crack propagation in clay liners," *Journal of the American Water Resources Association*, Vol. 34, No. 3, pp. 677-686.
- Munoz-Carpena, R. (2004). "Field devices for monitoring soil water content." Bulletin 343, pp. 16.
- Musy, A., et Higy, C., 2004, "*Hydrologie*," Polytechniques et universitaires romandes, pp. 314.
- Nemali, K. S., Montesano, F., Dove, S. K., et van Iersel, M. W., 2007, "Calibration and performance of moisture sensors in soilless substrates: ECH2O and Theta probes," *Scientia Horticulturae*, Vol. 112, No. 2, pp. 227-234.
- Nguyen, V. H. (2009). "Analyse de la fissuration par traitement d'image d'une argile gonflante au cours du séchage," Master: Géotechnique, Université Paris Est, Champs sur Marne pp. 20.
- Oliveira, O. M., et Marinho, F. A. M., 2008, "Suction equilibration time for a high capacity tensiometer," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 31, No. 1, pp. 101-105.
- Oudin, L. (2004). "Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie - débit global," Thèse: Science de l'eau, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, Paris pp. 495.
- Paeschke, W., 1937, "Experimentelle Untersuchungen zum Rauigkeits und Stabilitaets-problem in der freien Atmosphere," *Beitr. Phys. Atmos.*, Vol. 24, pp. 163-189.
- Passerat de Silans, A. (1986). "Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison: Modèles-expérience," Thèse: Mécanique, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble pp. 205.
- Penman, H. L., 1948, "Natural evaporation from open water, bare soil and grass," *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, Apr. 22, 1948, pp. 120-145.
- Penman, H. L., 1956, "Estimating evaporation," *Trans. Am. Geophys. Union* 37, Vol. 37, pp. 43-50.
- Philip, J. R. (1974). "Water movement in soil." Heat and Mass Transfer in the Biosphere, D. A. De Vries et N. H. Afgan, eds., Halsted Press-Wiley, New York, pp. 29-47.
- Philip, J. R., et de Vries, D. A., 1957, "Moisture movement in porous materials under temperature gradients," *Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 38, No. 2, pp. 222-232.



- Plat, E., Donsimoni, M., et Vincent, M. (2007). "Actualisation de la carte d'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le département du Val-de-Marne." *BRGM/PR-55525-FR*. Rapport. pp. 46.
- Prandtl, L., 1932, "Meteorologische anwendungen der stroemungslehre," *Beitr. Z. Phys. Atmos.*, Vol. 19, pp. 188-202.
- Prescott, J. A., 1940, "Evaporation from a water surface in relation to solar radiation," *Trans. R. Soc. Sci. S. Austr.*, Vol. 64, pp. 114-125.
- RingroseVoase, A. J., et Sanidad, W. B., 1996, "A method for measuring the development of surface cracks in soils: Application to crack development after lowland rice," *Geoderma*, Vol. 71, No. 3-4, pp. 245-261.
- Ritchie, J. T., et Adams, J. E., 1974, "Field measurement of evaporation from soil shrinkage cracks," *Proceedings of the Soil Science Society of America*, Vol. 38, No. 1, pp. 131-134.
- Robinet, J. C., et Rhattas, M., 1995, "Determination of the non-saturated permeability of clayey materials of low porosity," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 32, No. 6, pp. 1035-1043.
- Robinson, D. A., Gardner, C. M. K., et Cooper, J. D., 1999, "Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, capacitance and theta probes: comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity," *Journal of Hydrology*, Vol. 223, No. 3-4, pp. 198-211.
- Rohwer, C., 1931, "Evaporation from free water surfaces," *Technical Bulletin* 271.
- Romanenko, V. A., 1961, "Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area," *Ukrainian Hydrometeorological Research Institute*, Kiev.
- Rosenberg, N. J., blad, B. L., et Berma, S. B., 1983, "*Microclimate : The biological environment*," John Wiley and Sons, pp. 209-287.
- Saito, H., Simunek, J., et Mohanty, B. P., 2006, "Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone," *Vadose Zone Journal*, Vol. 5, No. 2, pp. 784-800.
- Santanello Jr, J. A., et Friedl, M. A., 2003, "Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 42, No. 6, pp. 851-862.
- Selim, H. W., et Kirkham, D., 1970, "Soil temperature and water content changes during drying as influenced by cracks: A laboratory experiment," *Soil Science Society of America Proceeding*, Vol. 34, No. 4, pp. 565-569.
- Singh, V. P., et Xu, C. Y., 1997, "Evauluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation," *Hydrological Processes*, Vol. 11, No. 3, pp. 311-323.
- Skierucha, W., 2005, "Design and performance of psychrometric soil water potential meter," *Sensors and Actuators A: Physical*, Vol. 118, No. 1, pp. 86-91.
- Smethurst, J. A., Clarke, D., et Powrie, W., 2006, "Seasonal changes in pore water pressure in a grass-covered cut slope in London Clay," *Geotechnique*, Vol. 56, No. 8, pp. 523-537.

- Stull, K. B., 1988, "*An introduction to boundary layer meteorology*," Dordrecht: Kluwer Academic, pp. 666.
- Sutton, O. G., 1953, "*Micrometeorology*," McGraw-Hill, New York, pp. 333.
- Sverdrup, H. U., 1946, "The humidity gradient over the sea surface," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 3, No. 1, pp. 1-8.
- Ta, A. N., Tang, A. M., et Cui, Y. J., 2008, "Soil hydric profile monitoring by direct water content measurement," *International Symposium Drought and Constructions*, Paris, 1 - 3 September 2008, éd. par J. P. Magnan, R. Cojean, Y. J. Cui, et P. Mestat, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), pp. 129-134.
- Ta, A. N., Tang, A. M., et Cui, Y. J., 2009, "Hydro-mechanical characterisation of a compacted expansive clay by suction controlled oedometer tests," *Proceedings of the 4th Asia Pacific Conference on Unsaturated Soils*, Newcastle, Australia, 23th-25th November 2009, Belkema.
- Ta, A. N., Tang, A. M., Cui, Y. J., Mantho, A., et Cui, K., 2008b, "Retention and compressibility properties of one natural clay swelling," *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur JNGG'08. Insertion des grands ouvrages dans leur environnement*, Nantes, 18-20 juin 2008, éd. par L. Thorel, A.-h. Soubra, C. Dano, P.-Y. Hicher, J. Garnier, et Y. Riou, LCPC, pp. 619-626.
- Tang, A.-M., et Cui, Y.-J., 2005, "Controlling suction by the vapour equilibrium technique at different temperatures and its application in determining the water retention properties of MX80 clay," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 42, No. 1, pp. 287-296.
- Tang, A.-M., Cui, Y.-J., et Le, T.-T., 2008a, "A study on the thermal conductivity of compacted bentonites," *Applied Clay Science*, Vol. 41, No. 3-4, pp. 181-189.
- Tang, A.-M., Cui, Y. J., et Barnel, N., 2008b, "Thermo-mechanical behaviour of a compacted swelling clay," *Géotechnique*, Vol. 58, No. 1, pp. 45-54.
- Tang, C., Shi, B., Liu, C., Zhao, L., et Wang, B., 2008c, "Influencing factors of geometrical structure of surface shrinkage cracks in clayey soils," *Engineering Geology*, Vol. 101, No. 3-4, pp. 204-217.
- Tang, C. S., Shi, B., Cui, Y. J., et Tang, A. M., 2008d, "Effect of temperature on desiccation cracking behaviour of clayey soil," *International Symposium Drought and Constructions*, Paris, 1 - 3 September 2008, éd. par J. P. Magnan, R. Cojean, Y. J. Cui, et P. Mestat, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), pp. 115-122.
- Tanner, C. B. (1968). "Evaporation of water from plants and soil." *Water Deficits and Plant Growth*, T. Koslowski, ed., Academic Press, New York.
- Tarantino, A., et Mongiovi, L., 2003, "Calibration of tensiometer for direct measurement of matric suction," *Geotechnique*, Vol. 53, No. 1, pp. 137-141.
- Thornthwaite, W. C., 1948, "An approach toward a rational classification of climate," *Geographical review*, Vol. 38, pp. 55-94.

- Thornthwaite, W. C., 1954, "*A re-examination of the concept and measurement of potential evapotranspiration*," John Hopkins University, pp. 200–209.
- Thornthwaite, W. C., et Holzman, B., 1939, "The determination of land and water surfaces," *Month. Weather Rev.*, Vol. 67, pp. 4-11.
- Thornthwaite, W. C., et Holzman, B., 1942, "Measurement of evaporation from land and water surface," *Washington: U.S. Department of Agriculture*, Vol. Technical Bulletin, 817-B, pp. 1-75.
- Topp, G. C., Davis, J. L., et Annan, A. P., 1980, "Electromagnetic Determination of Soil-Water Content - Measurements in Coaxial Transmission-Lines," *Water Resources Research*, Vol. 16, No. 3, pp. 574-582.
- Turc, L., 1954, "Le bilan d'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement," *Annales Agronomique*, Vol. 5, pp. 491-596.
- Turc, L., 1955, "Le bilan d'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement," *Annales Agronomique*, Vol. 6, pp. 5-131.
- Ueno, K., et Deushi, M., 2003, "A new empirical formula for the aerodynamic roughness of water surface waves," *Journal of Oceanography*, Vol. 59, No. 6, pp. 819-831.
- V. P. Singh, C. Y. X., 1997, "Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation," *Hydrological Processes*, Vol. 11, No. 3, pp. 311-323.
- van Bavel, C. H. M., et Hillel, D., 1976, "Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat," *Agric. For. Meteorol.*, Vol. 17, pp. 453–476.
- van de Griend, A. A., et O'Neill, P. E., 1986, "Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing," Zurich, Switz, ESA Publ Div (ESA SP-254), Noordwijk, Ne, pp. 839-845.
- van de Griend, A. A., et Owe, M., 1994, "Bare soil surface-resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions," *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 2, pp. 181-188.
- van Genuchten, M. T., 1980, "Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils," *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 44, No. 5, pp. 892-898.
- van Keulen, H., et Hillel, D., 1974, "A simulation study of the drying-front phenomenon," *Soil Science*, Vol. 118, pp. 270-273.
- Verhoef, A., Fernandez-Galvez, J., Diaz-Espejo, A., Main, B. E., et El-Bishti, M., 2006, "The diurnal course of soil moisture as measured by various dielectric sensors: Effects of soil temperature and the implications for evaporation estimates," *Journal of Hydrology*, Vol. 321, No. 1-4, pp. 147-162.
- Vidal, J. P., et Soubeyroux, J. M., 2008, "Impact of climate change on drought and soil moisture in France," *International Symposium Drought and Constructions*, Paris, 1 - 3 September

- 2008, éd. par J. P. Magnan, R. Cojean, Y. J. Cui, et P. Mestat, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), pp. 25 - 31.
- Wallace, J. M., et Hobbs, P. V., 2006, "*Atmospheric science. An introductory survey*," Academic Press, Canada, pp. 483.
- Wang, W. C. (1996). "Wind Tunnel Experiments on Bare Soil Evaporation," Ms, National Central University, Taiwan pp. 97.
- Wang, W. C. (2006). "Wind Tunnel Experiments on Bare Soil Evaporation," Master, National Central University, Taiwan pp. 97.
- WESCOR, I. (2004). "PSYPRO Water Potential System." [www.wescor.com](http://www.wescor.com) (4 Septembre 2009) pp. 61.
- Williams, A. B., et Donaldson, G. W., 1980, "Building on expansive soils in South Africa: 1973 - 1980," *Proceedings of 4th International Conference on Expansive*, Denver, Colorado, ASCE, pp. 834-844.
- Wilson, G. W. (1990). "Soil evaporative fluxes for geotechnical engineering problems," Thèse: Géotechnique, University of Saskatchewan, Saskatchewan pp. 294.
- Wilson, G. W., Fredlund, D. G., et Barbour, S. L., 1994, "Coupled soil-atmosphere modelling for soil evaporation," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 31, No. 2, pp. 151-161.
- Wilson, G. W., Fredlund, D. G., et Barbour, S. L., 1997, "Effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surfaces," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 34, No. 1, pp. 145-155.
- Yamamoto, G., et Shimanuki, A., 1964, "Profiles of wind and temperature in the lowest 250 m in Tokyo," *Tohoku University Science Reports*, Vol. Series 5, No. Geophysics 15, pp. 111-114.
- Yamanaka, T., Takeda, A., et Sugita, F., 1997, "A modified surface resistance approach for representing bare-soil evaporation: Wind tunnel experiments under various atmospheric conditions," *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 9, pp. 2117-2128.
- Yesiller, N., Miller, C. J., Inci, G., et Yaldo, K., 2000, "Desiccation and cracking behavior of three compacted landfill liner soils," *Engineering Geology*, Vol. 57, No. 1-2, pp. 105-121.
- Zhan, T. L. T., Ng, C. W. W., et Fredlund, D. G., 2007, "Instrumentation of an unsaturated expansive soil slope," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 30, No. 2, pp. 113-123.